



# Les variations climatiques régionales observées et potentielles à l'échelle de 2 zones ateliers : Alpes et Armorique

Benoît Perrimond

## ► To cite this version:

Benoît Perrimond. Les variations climatiques régionales observées et potentielles à l'échelle de 2 zones ateliers : Alpes et Armorique. Milieux et Changements globaux. Université Grenoble Alpes, 2015. Français. NNT : 2015GREAU008 . tel-01219352

**HAL Id: tel-01219352**

**<https://theses.hal.science/tel-01219352>**

Submitted on 22 Oct 2015

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

## THÈSE

Pour obtenir le grade de

### DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

**M. Benoît PERRIMOND**

Thèse dirigée par **M. Sylvain BIGOT**  
et codirigée par **M. Hervé QUENOL**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie  
et Environnement (LTHE - UMR 5564)**  
et de **l'Ecole Doctorale Terre - Univers - Environnement (TUE)**

# Les variations climatiques régionales observées et potentielles à l'échelle de 2 Zones Ateliers : Alpes et Armorique

Thèse soutenue publiquement le **6 mai 2015**,  
devant le jury composé de :

**M. Gérard BELTRANDO**

Pr, Université Paris 7 Denis Diderot, Rapporteur

**M. Dominique DUMAS**

Pr, Université Lyon 3, Rapporteur

**M. Laurent BORGNIET**

IR-docteur, Irstea-Grenoble, Examineur

**M. Samuel CORGNE**

Mcf-HDR, Université Rennes 2, Examineur

**M. Sylvain BIGOT**

Pr, Université Joseph Fourier, Directeur de thèse

**M. Hervé QUENOL**

DR-HDR, CNRS, LETG-Rennes-COSTEL, Co-Directeur de thèse







# Sommaire

<b>Remerciements</b>	<b>7</b>
<b>Introduction générale</b>	<b>11</b>
<b>1 Contexte scientifique et objectifs de la thèse</b>	<b>15</b>
1.1 Les Zones Ateliers : cadre général . . . . .	16
1.1.1 Introduction sur les systèmes d’observation en environnement	16
1.1.2 Le réseau international et européen pour l’écologie . . . . .	16
1.1.3 Le réseau français des Zones Ateliers du CNRS . . . . .	18
1.2 Carte d’identité des deux zones d’études . . . . .	20
1.2.1 La Zone Atelier Armorique . . . . .	22
1.2.2 La Zone Atelier Alpes . . . . .	22
1.3 Problématique . . . . .	25
1.3.1 Le climat présent . . . . .	25
1.3.2 La phénologie végétale observée . . . . .	26
1.3.3 Les variations climatiques prévues et l’influence sur la phénologie	27
<b>2 La variabilité climatique récente (1959-2009)</b>	<b>29</b>
Introduction . . . . .	30
2.1 Les archives climatiques . . . . .	30
2.1.1 Le réseau Météo-France . . . . .	31
2.1.2 Les réanalyses climatiques . . . . .	33
2.2 Le climat à l’échelle des Alpes et de l’Armorique . . . . .	39
2.2.1 Le climat moyen régional . . . . .	40
2.2.2 Les ruptures statistiques dans les séries climatiques . . . . .	43
2.2.3 Les modes de variabilité temporelle . . . . .	51
Conclusion . . . . .	54
<b>3 Variabilité phénologique en temps présent</b>	<b>57</b>
Introduction . . . . .	58
3.1 Les données phénologiques disponibles . . . . .	59
3.1.1 Les données phénologiques issues du réseau de l’Observatoire des Saisons . . . . .	59

3.1.2	Les données phénologiques issues de la télédétection satellitaire	62
3.2	Les variations spatio-temporelles des phénostades . . . . .	78
3.2.1	Evolution interannuelle des stades de feuillaison et de sénescence	78
3.2.2	Variabilité spatiale des phénostades obtenus par télédétection	86
	Conclusion . . . . .	91
<b>4</b>	<b>Modélisation phénologique pour les espèces végétales caduques et changements éco-climatiques attendus pour la période 2021-2050</b>	<b>97</b>
	Introduction . . . . .	98
4.1	Modélisation phénologique . . . . .	98
4.1.1	Le modèle de cumul de degré-jour . . . . .	99
4.1.2	Les données de simulation . . . . .	100
4.1.3	Calibration du modèle degré-jour . . . . .	106
4.2	La variabilité climatique et phénologique prévue . . . . .	114
4.2.1	Les données climatiques issues du portail Drias de Météo-France	114
4.2.2	Les variations climatiques prévues . . . . .	115
4.2.3	Influences des changements pluviothermiques à moyen terme sur la phénologie . . . . .	122
	Conclusion et discussion . . . . .	123
	<b>Conclusion générale et perspectives</b>	<b>129</b>
	<b>Annexes</b>	<b>133</b>
	<b>Liste des figures</b>	<b>153</b>
	<b>Liste des tableaux</b>	<b>155</b>
	<b>Table des matières</b>	<b>159</b>





# Remerciements

Afin de clôturer la rédaction de cette thèse, j'aimerais, comme il se doit, remercier certaines personnes responsables directement ou non, de la finalisation de ce travail de longue haleine.

Je commencerais tout d'abord par les officiels. Je remercie les instituts du CNRS, à savoir l'INEE et l'INSU pour avoir financé cette thèse. J'aimerais remercier Thierry Lebel, directeur du LTHE qui a participé activement à l'obtention final du financement. J'aimerais remercier mes directeurs, Sylvain Bigot et Hervé Quénol, responsables climatiques des Zones Ateliers Alpes et Armorique, pour m'avoir sélectionné afin d'effectuer cette thèse. Je remercie les personnes ayant participées de près ou de loin à l'élaboration et la diffusion des données utilisées dans ce travail (Météo-France, les Zones Ateliers Alpes et Armorique, L'IGN). J'aimerais remercier les membres du jury pour avoir relus ce document et copieusement le critiquer (au bon sens du terme), ainsi que pour la discussion passionnante (mais pas trop longue!) lors de la soutenance. J'aimerais également remercier mon dernier financeur (à hauteur d'un quart de temps de travail), mon très cher Paul sans qui je n'aurais pas pu finir cette thèse dans le but de trouver un travail.

Passons maintenant aux non-moins nombreux non-officiels. Je remercie tous les doctorants du labo (et d'autres labo) avec qui nous rions pour oublier et surtout avec qui nous n'avons pas oublié de rire. Je remercie le personnel du labo (toujours présent) pour les discussions passionnantes sur notre monde, sur la recherche et sur l'art d'instruire et de noter les étudiants, tout cela autour d'une tasse de café ou de thé selon la préférence. Je remercie l'équipe des glaciologues (désolé Isa et Charles, je vous mets dans le même paquet) qui m'ont accueillis dans leur équipe malgré nos domaines de recherche lointains et qui m'ont fait voyagé à chaque réunion dans les Andes, en Hymalaya ou encore sur les glaciers alpins. Je remercie Thierry Lebel de m'avoir accueillis dans le laboratoire depuis quelques années (2007) pour mes passionnants stages de recherche qui me permettent et me poussent à continuer en recherche. Je remercie mes nombreux maîtres de stage, que je préférerais appeler collaborateurs (mais pas ceux de 39-45, hein!), et avec qui j'ai vécu des moments de formations et de recherche magnifiques. Merci à Michel Esteves, Thierry Pellarin, Jean-Martial Cohard et Cédric Legout. Je remercie tous les enseignants de la maternelle jusqu'au master pour avoir mis dans ma tête autant de choses (en partant

du collage de gommettes pour arriver au traitement d'image satellite en passant par le principe des tiroirs de Dirichlet). Je remercie tous mes collègues pour m'avoir parlé d'autres choses que de ma thèse pendant ces 4-5 ans. Je remercie toute ma famille pour m'accompagner depuis le début et essayer à chaque réunion de famille de comprendre à quoi sert mon travail et surtout ce que je fais. Je remercie mes parents de m'avoir fait (enfin surtout ma mère, vu le travail de mon père le jour J!), éduqué et permettre de vivre. Je remercie Mél, ma moitié avec qui je forme un tout et sans qui, je ne serai rien (Oh Ben, là t'exagères vraiment!). Je n'oublierais pas non plus de remercier toutes les personnes que j'ai oublié.

Et pour ne pas finir sur, encore, une autre référence aux Shadoks (du genre, Je ne trouve pas donc je cherche), je finirai par la célèbre devise du Discipulus Simplex dans la BD Léonard de Turk et de Groot : Je sers la science et c'est ma joie!







# Introduction générale

Les variations climatiques sont depuis toujours au cœur des préoccupations des scientifiques, des gestionnaires et des décideurs. Depuis quelques années, nos connaissances climatologiques ont effectué des avancées majeures grâce à l'apparition de l'électronique et surtout de l'informatique, donc de la modélisation numérique. Les observations automatiques, les simulations numériques et la télédétection terrestre permettent aujourd'hui d'améliorer et de bâtir de solides bases de données environnementales, prêtes à être exploitées. L'analyse de telles données a permis entre autre, de déterminer des trajectoires climatiques pour la fin du siècle en cours. Ces dernières sont majoritairement en accord par rapport au fait que le climat est en train de subir des modifications de manière plus ou moins rapide en fonction des régions (IPCC, 2007). L'impact de ces variations est d'autant plus important à considérer étant donné qu'elles vont influencer nos modes de vie. De telles études sur les relations entre le climat et l'environnement sont donc nécessaires afin de quantifier et d'analyser ces variations et leur influence sur l'environnement terrestre.

Afin de pouvoir mener de multiples études mélangeant plusieurs disciplines scientifiques (climatologie, hydrologie, écologie, sociologie, économie), des espaces regroupant et permettant un échange de savoirs sont donc nécessaires. Au niveau mondial, un réseau de zones ateliers (Long Term Ecological Research network - LTER) a été mis en place afin de contribuer à l'avancement de travaux sur ces différents aspects entre l'écologie et la société. Au niveau français, un réseau existe également, certains éléments faisant l'objet de l'étude menée dans cette thèse. Deux zones ateliers sont particulièrement ciblées : la Zone Atelier Armorique et la Zone Atelier Alpes. Ces deux espaces présentent des caractéristiques bio-climatiques à la fois différentes et semblables. La Zone Atelier Armorique est située sur le littoral nord-ouest de la France avec des influences climatiques provenant principalement de l'océan alors que la Zone Atelier Alpes est caractérisée par un climat montagnard. Ces deux zones sont susceptibles de subir de profondes mutations environnementales du fait de leur localisation et sont donc des espaces à étudier en priorité pour tenter de comprendre les influences potentielles du changement climatique. Le climat est un des facteurs majeurs de perturbation environnementale à attendre pour le prochain siècle et ses impacts représentent un axe de recherche prioritaire pour les populations présentes sur ces régions. La phénologie, qui consiste à s'intéresser aux cycles annuels naturels, comme la date d'apparition des feuilles sur les arbres, est un des domaines forte-

ment lié au climat. Dans cette thèse, les variations climatiques et ses influences sur la phénologie sont particulièrement mis en avant puisque les deux espaces se situent dans des domaines sensibles aux variations climatiques et où les interactions entre végétation et climat sont complexes (par exemple à l'échelle des alpages, des espaces agricoles, des espaces forestiers).

Dans le premier chapitre, en dehors des objectifs scientifiques, les deux Zones Ateliers sont également présentées. Afin de permettre une comparaison entre celles-ci, des régions d'étude élargies sont définies et sont utilisées par la suite. La définition de nouvelles régions est acceptable à condition de conserver au maximum les caractéristiques propres aux deux zones. Leurs occupations du sol représentatives de la végétation sont analysées par le biais des données Corine Land Cover et permettent de mieux connaître les deux milieux étudiés.

Dans le deuxième chapitre, le climat des deux régions est analysé. On s'intéresse aux différentes variations climatiques survenues à la fois sur le plan temporel et spatial en considérant une période d'observation climatologique (*i.e.* supérieure ou égale à 30 ans). Les données issues du réseau d'observation de Météo-France ainsi que les réanalyses Safran-France sont utilisées ici. Les variations spatio-temporelles sont analysées par le biais de différents outils statistiques et permettent de déterminer les variations pluvio-thermiques à l'échelle intra et interannuelle.

Dans le troisième chapitre, les principales variations phénologiques végétales, *i.e.* liées au cycle annuel de dynamique foliaire sont analysées. Deux types de données sont utilisés, à savoir : des données d'observation issues d'un réseau semi-professionnel et des données de télédétection traitées analytiquement. Ces deux sources de données permettent de déterminer les variations phénologiques sur une période d'observation allant de 1999 à 2009. On peut donc analyser les différentes variabilités phénologiques pour différents stades annuels (débourrement, maturité, sénescence et dormance) pour plusieurs types de végétation en se focalisant sur les formations forestières (feuillus et conifères).

Dans le dernier chapitre, une modélisation phénologique des phases de croissance est proposée par le biais d'un modèle statistique de degré-jour. Par la suite, une analyse de scénarios climatiques futurs et l'influence qui en découle sur la phénologie sont présentées. Le modèle de degré-jour est dans un premier temps, calibré et validé grâce aux données disponibles en temps présent. Puis, le scénario climatique futur est analysé en rapport au climat du temps présent à la fois sur le plan temporel puis spatial. Les influences du climat sur les phases de croissance de la végétation sont calculées par le biais du modèle précédemment calibré et permettent donc de connaître l'avancement ou le retard de ces dernières sous contrainte de climat modifié.





# Chapitre 1

## Contexte scientifique et objectifs de la thèse

### Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>Les Zones Ateliers : cadre général . . . . .</b>	<b>16</b>
1.1.1	Introduction sur les systèmes d'observation en environne- ment . . . . .	16
1.1.2	Le réseau international et européen pour l'écologie . . . .	16
1.1.3	Le réseau français des Zones Ateliers du CNRS . . . . .	18
<b>1.2</b>	<b>Carte d'identité des deux zones d'études . . . . .</b>	<b>20</b>
1.2.1	La Zone Atelier Armorique . . . . .	22
1.2.2	La Zone Atelier Alpes . . . . .	22
<b>1.3</b>	<b>Problématique . . . . .</b>	<b>25</b>
1.3.1	Le climat présent . . . . .	25
1.3.2	La phénologie végétale observée . . . . .	26
1.3.3	Les variations climatiques prévues et l'influence sur la phé- nologie . . . . .	27

---

## **1.1 Les Zones Ateliers : cadre général**

### **1.1.1 Introduction sur les systèmes d’observation en environnement**

La recherche environnementale est une discipline complexe de part ses interactions pluridisciplinaires. Lors de l’étude d’un mécanisme, l’observation est nécessaire afin de pouvoir quantifier le phénomène. Cette étape d’observation permet de mieux connaître le mécanisme et, par la suite, de reproduire par modélisation le phénomène observé. La modélisation induit une meilleure compréhension du phénomène et *in fine*, sera utilisée afin d’anticiper les variations du phénomène sous différentes contraintes.

Les sciences de l’environnement nécessitent donc, à la base, une mise en place de services d’observation. Ces services sont établis en fonction de différents questionnements. La première question porte bien sûr sur le phénomène étudié : qu’est-ce qu’on observe et avec quels moyens ? Les problématiques qui suivent sont elles liées à l’emprise spatio-temporelle de l’objet d’étude : quel est le domaine géographique à prendre en compte ? Quelle échelle spatiale est à considérer ? Quelle est l’étendue temporelle du phénomène ? Quelle est la variabilité du mécanisme ? L’implantation d’un service d’observation essaie de répondre au mieux à ces questions dès le début de son implantation même si les limites géographiques peuvent changer, les moyens d’observation s’améliorer et les problématiques évoluer. Les objectifs principaux de ces services d’observation sont donc la collecte et la validation de données, la conservation ainsi que la mise à disposition de ces dernières aux différents publics (Lévêque *et al.*, 2000; Météo-France, 2014; Observatoire des Saisons, 2014).

Les différentes échelles des phénomènes étant, dans le domaine de l’environnement, un point de questionnement essentiel, il est nécessaire d’avoir une gamme étendue de domaines d’étude à la fois en termes de nombre et de superficie. Une organisation emboîtée des réseaux est par conséquent à privilégier. C’est pourquoi les réseaux d’observation en environnement sont organisés à différents niveaux géographiques : les réseaux régionaux sont inclus dans un réseau national lui-même inséré dans un réseau de taille plus grande. C’est le cas par exemple du réseau météorologique mondial qui contient les différents réseaux d’observation météorologique nationaux.

### **1.1.2 Le réseau international et européen pour l’étude écologique sur le long terme (ILTER et LTER-Europe)**

A l’échelle internationale et européenne, les services d’observation liés à l’écologie (au sens large) sont regroupés sous les acronymes de ILTER (International Long Term Ecological Research) et de LTER-Europe (Long Term Ecological Research

- Europe). Le réseau international rassemble, depuis 1993, la majorité des zones d'observation de l'environnement végétal et animal.

L'objectif de tels réseaux est donc de rassembler une communauté de chercheurs engagés sur le long terme, dans une mission d'étude sur l'écologie et les sciences sociales au sein de sites spécifiques. Les sites du réseau ILTER (figure 1.1) ainsi que leurs homologues européens (figure 1.2) ont comme principaux objets d'étude (Vihervaara *et al.*, 2013) :

- **l'impact du changement climatique.** Grâce à son réseau d'observation sur le long terme d'un point de vue écologique et à la modélisation, une meilleure connaissance des impacts du changement climatique sur les différents biomes de la planète est envisageable.
- **le développement durable.** En utilisant les différents sites du réseau, une étude locale des liens entre les sciences environnementales et sociales est possible en s'interrogeant sur les services rendus par l'écologie pour l'Homme et sur l'impact de la société sur l'environnement.
- **l'évolution de la biodiversité et de son utilisation.** Etant une ressource naturelle utilisée par l'Homme, l'analyse de la biodiversité permet de connaître la dynamique de la biodiversité (gain/perte) et de déterminer des réglementations sur l'utilisation de cette ressource.
- **les risques et les désastres naturels.** Afin de mieux comprendre et d'anticiper les risques environnementaux, les aléas naturels et la vulnérabilité qu'ils engendrent sur les écosystèmes et les sociétés sont des composantes clés à étudier.

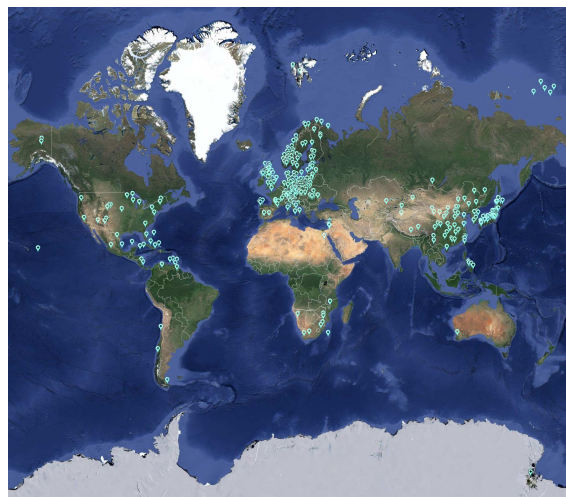


FIGURE 1.1 – Situation géographique globale des sites ILTER (International Long-Term Ecological Research). Carte créée à partir des données du site ILTER (<http://www.ilternet.edu>).



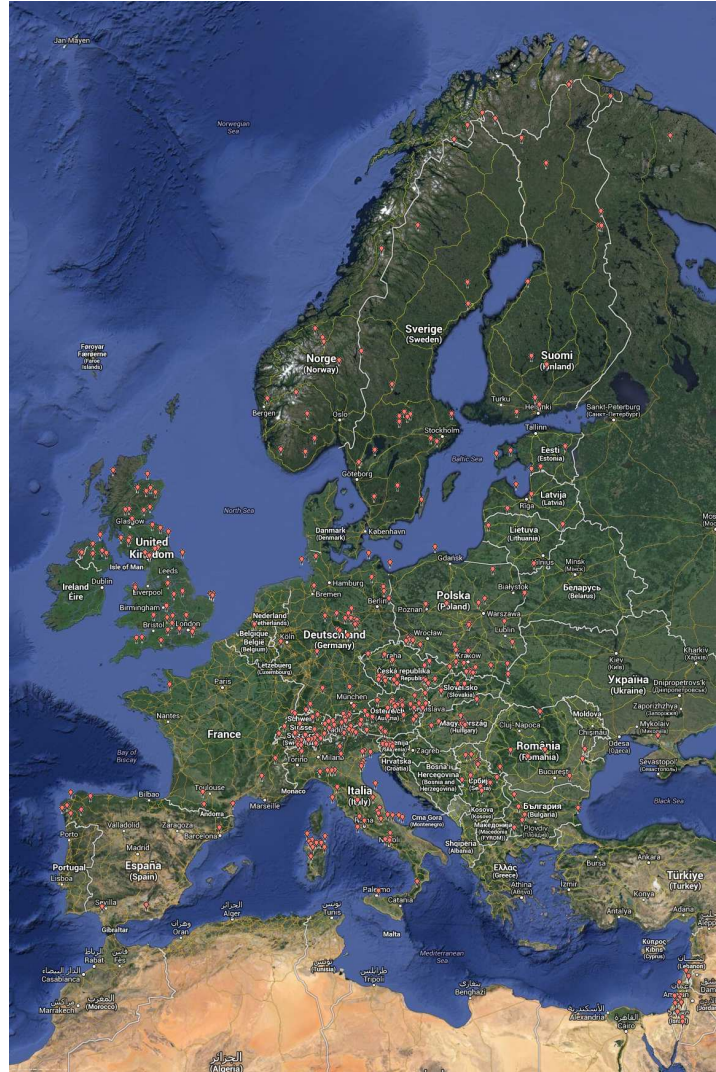


FIGURE 1.2 – Situation géographique à l'échelle européenne des sites ELTER (European Long-Term Ecological Research). Carte modifiée à partir du site internet du ILTER (<http://www.lter-europe.net>).

### 1.1.3 Le réseau français des Zones Ateliers du CNRS

A l'échelle française, les Zones Ateliers (ZA en abrégé dans le texte), gérées par l'Institut Ecologie et Environnement (INEE) du CNRS, sont des domaines de taille régionale propices à l'étude des relations entre la nature et la société (Lévêque *et al.*, 2000). Les principaux thèmes abordés pour ces sites portent sur les grands fleuves, l'usage des terres, le changement climatique, l'environnement urbain ainsi que le littoral. Au total, douze sites (dont dix en France métropolitaine) ont été sélectionnés pour leur spécificité et fragilité écologique (figure 1.3).

Toujours dans un but partagé d'étudier les évolutions environnementales, les domaines les plus importants portent principalement sur l'étude des systèmes hydrologiques (ZA Bassin du Rhône, ZA Loire, ZA Bassin de Moselle, ZA Brest-Iroise, ZA Seine). Tandis que les domaines les plus petits sont majoritairement tournés

vers le changement d'utilisation des terres naturelles ou urbaines (ZA Armorique, ZA Plaine et Val de Sèvre, ZA Hwange, ZA Environnementale Urbaine Strasbourg, ZA Brest-Iroise et ZA Arc Jurassien) et le changement climatique (ZA Alpes, ZA Antarctique et ZA Armorique).

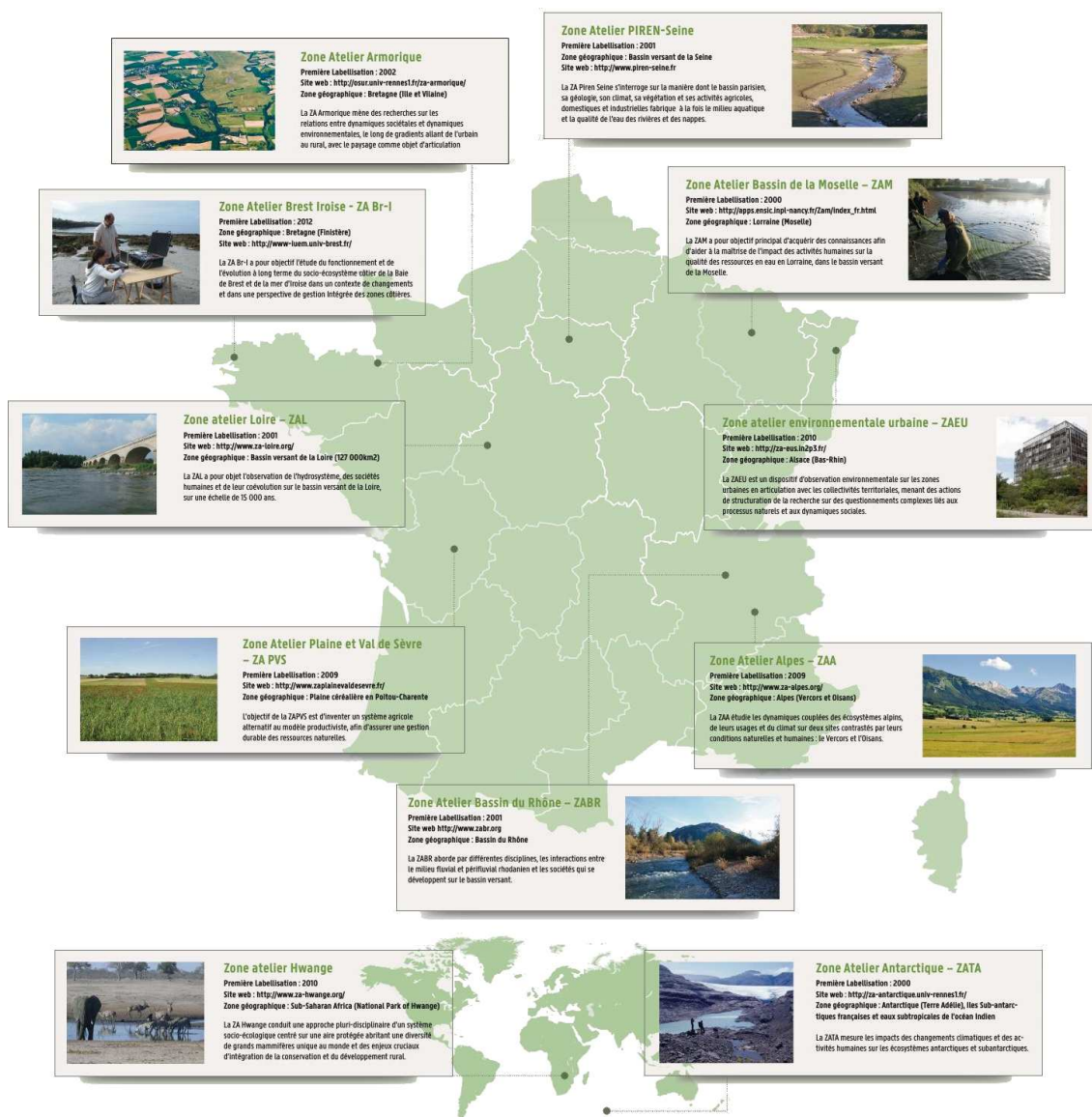


FIGURE 1.3 – Situation géographique des Zones Ateliers du CNRS en France. Figure issue du site internet des Zones Ateliers (<http://www.za-inee.org/-Zones-Ateliers->).

Cette thèse porte plus particulièrement sur deux Zones Ateliers : La Zone Atelier Alpes et la Zone Atelier Armorique qui s'inscrivent dans une démarche d'étude couplée entre la diversité écologique et la variabilité climatique sur le long terme. Ces deux espaces sont au cœur de systèmes naturels sensibles aux changements climatiques. De part leur démarche d'étude sur le long terme, elles sont de plus labellisées par les réseaux d'échelle européenne et internationale présentés précédemment.

## 1.2 Carte d'identité des deux zones d'études

Les Zones Ateliers de part leur objet d'étude et leur histoire propre ont des superficies différentes. Par exemple, dans le cas des Zones Ateliers Alpes et Armorique, le rapport des surfaces est d'environ vingt en faveur de la Zone Atelier Alpes (figure 1.4). De plus, la superficie de ces deux Zones Ateliers est en évolution depuis leur création par l'ajout de partenariats avec de nouveaux organismes gestionnaires notamment. Celle de la Zone Atelier Armorique est passée de 150  $km^2$  en 1993 à 1500  $km^2$  aujourd'hui afin d'inclure des nouveaux lieux d'études définie comme scientifiquement intéressants (les marais du Bas-Couesnon ajoutés en 2006 et l'observatoire urbain de Rennes ajouté depuis 2011). La Zone Atelier Alpes a quasiment doublé depuis l'ajout en 2013 de plusieurs partenaires (Parc Naturel Régional des Bauges et Parc National de la Vanoise) à ceux déjà présents depuis 2008 (Parc Naturel Régional du Vercors et Parc National des Ecrins). Etant donné que les domaines d'étude de ces deux Zones Ateliers ne peuvent être clairement cloisonnées géographiquement (contrairement aux études hydrologiques par exemple où le bassin versant est l'entité de base à étudier) et afin de pouvoir étudier les deux zones dans des conditions équivalentes, il a été choisi de définir des espaces d'étude élargis aux limites départementales voisines des Zones Ateliers, notamment pour étudier la variabilité et certains contrastes environnementaux et bioclimatiques qui ne se limitent pas aux espaces protégés compris dans ces ZA (figure 1.4).

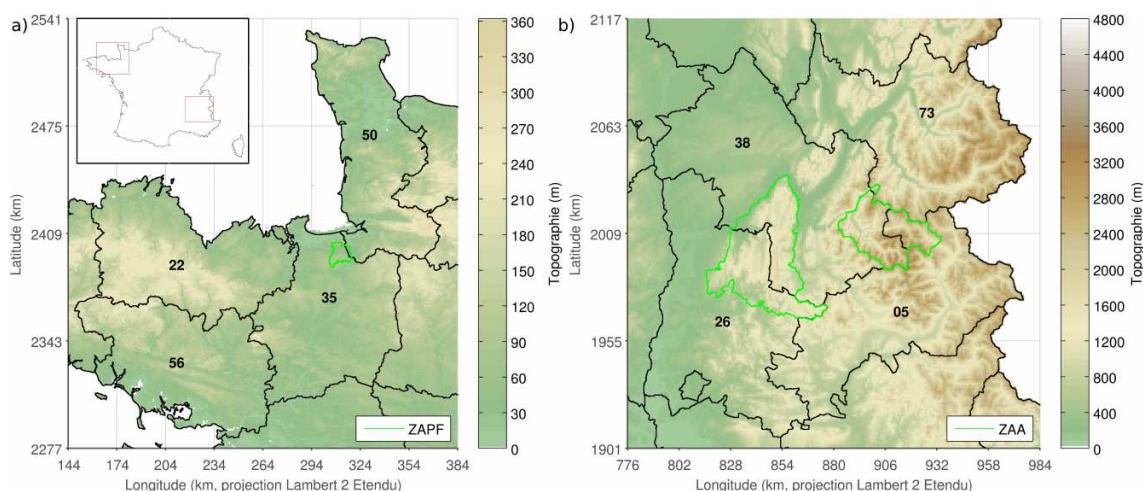


FIGURE 1.4 – Localisation et topographie des deux zones d'étude englobant les Zones Ateliers : Armorique (à gauche) et Alpes (à droite). Les Zones Ateliers sont symbolisées par un trait continu vert (dans leurs limites avant 2013). Données topographiques avec une résolution de 250 m issues de la base données ALTI de l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière.

Cette nouvelle délimitation opérationnelle permet de faciliter la comparaison régionale tout en gardant une certaine similarité des fréquences d'occupation du



sol entre les deux Zones Ateliers. En effet, en comparant l'occupation du sol entre les Zones Ateliers et leurs zones d'étude élargies, on observe une conservation des proportions de types d'occupation du sol (figure 1.5). Une présentation des types d'occupations du sol est réalisée par la suite pour chacune des zones ateliers.

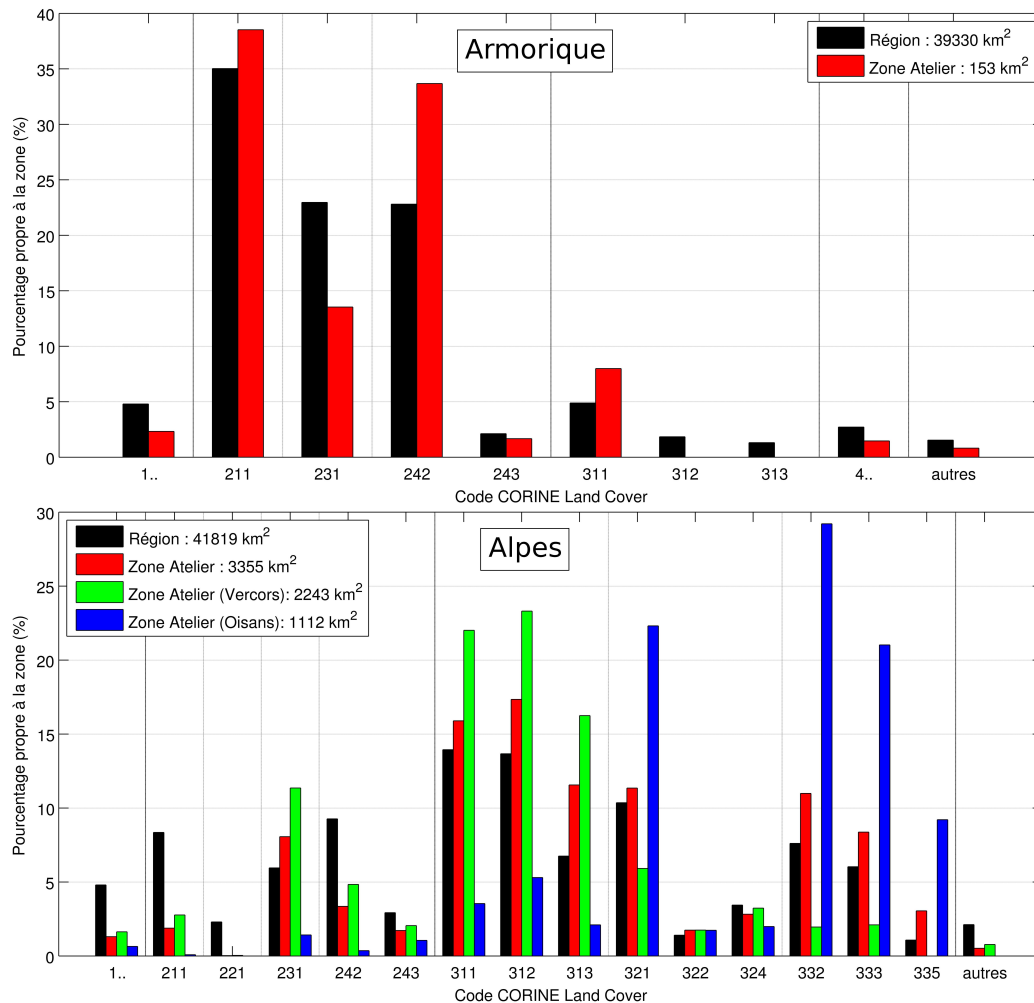


FIGURE 1.5 – Fréquences d'occupation des sols de la zone d'étude Alpes (en haut) et Armorique (en bas) calculées à l'aide des données d'occupations du sol issues de la base Corine Land Cover (2006). Nomenclature des identifiants numériques : 1 : Territoires artificialisés, 211 : Terres arables hors périmètres d'irrigation, 221 : Vignobles, 231 : Prairies, 242 : Systèmes cultureux et parcellaires complexes, 243 : Surfaces essentiellement agricoles, interrompues par des espaces naturels, 311 : Forêts de feuillus, 312 : Forêts de conifères, 313 : Forêts mélangées, 321 : Pelouses et pâturages naturels, 322 : Landes et broussailles, 324 : Forêt et végétation arbustive en mutation, 332 : Roches nues, 333 : Végétation clairsemée, 335 : Glaciers et neiges éternelles, 4 : Zones humides, Autres : Zones incendiées, zones humides et surface en eau.

### 1.2.1 La Zone Atelier Armorique

La Zone Atelier Armorique est située dans le quart nord-ouest de la France entre le Mont Saint-Michel et la ville de Rennes (figure 1.6). Cette ZA était initialement située sur un domaine présentant un gradient de densité bocagère (commune de Pleine-Fougère) et s'étend aujourd'hui de la ville de Rennes au Mont Saint-Michel, couvrant ainsi un domaine d'environ  $1500 \text{ km}^2$ . La zone d'étude élargie a été définie ici, comme la superficie couvrant les quatres départements proches de la ZA, à savoir Côte d'Armor, Ile-et-Villaine, Manche et Morbihan. La zone d'étude élargie couvre au total une surface de  $39000 \text{ km}^2$  avec une variation de l'altitude de 0 à 360 m. L'occupation du sol est principalement d'origine agricole (80 %), le reste étant divisé entre forêt de feuillus (10 %) ainsi que territoires artificialisés ou encore des zones humides (figures 1.5 et 1.8).

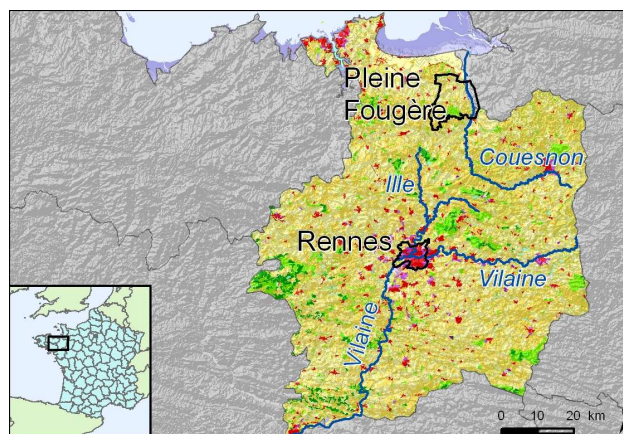


FIGURE 1.6 – Localisation de la Zone Atelier Pleine-Fougères et identification des principaux sites d'étude (<http://osur.univ-rennes1.fr/za-armorique/>). Les deux communes présentes dans la Zone Atelier Armorique sont délimitées en trait noir. L'occupation du sol est aussi présente (légende identique à la figure 1.8).

### 1.2.2 La Zone Atelier Alpes

La Zone Atelier Alpes est située dans le quart sud-est de la France. Jusqu'en 2013, période à laquelle les analyses de cette thèse ont été réalisées, elle est divisée en deux domaines d'étude aux caractéristiques différentes (figure 1.7). Le massif du Vercors est représentatif des environnements préalpins alors que l'Oisans, situé dans le massif des Ecrins représente les grands massifs centraux des Alpes. Cette distinction est observable par leur différence d'altitude et de d'occupation des sols présents sur chaque zone (figure 1.5). Tout comme pour la Zone Atelier Armorique, une zone d'étude élargie a été délimitée à partir des quatre départements qui la recoupe (Hautes-Alpes, Drôme, Isère et Savoie) en plaçant ainsi les Zones Ateliers au centre de l'espace analysé. L'ensemble de la région est caractérisé par une plage

d'altitude variant de 40 m dans la vallée du Rhône à 4100 m sur la barre des Ecrins. En termes d'occupation du sol, la majeure partie de l'espace est composée de forêts (40 %) suivie de territoires agricoles (30 %) ainsi que de végétation basse (20 %), le reste (10 %) représentant les territoires artificialisés, les roches nues ainsi que les glaciers et neiges éternelles (figures 1.5 et 1.8).

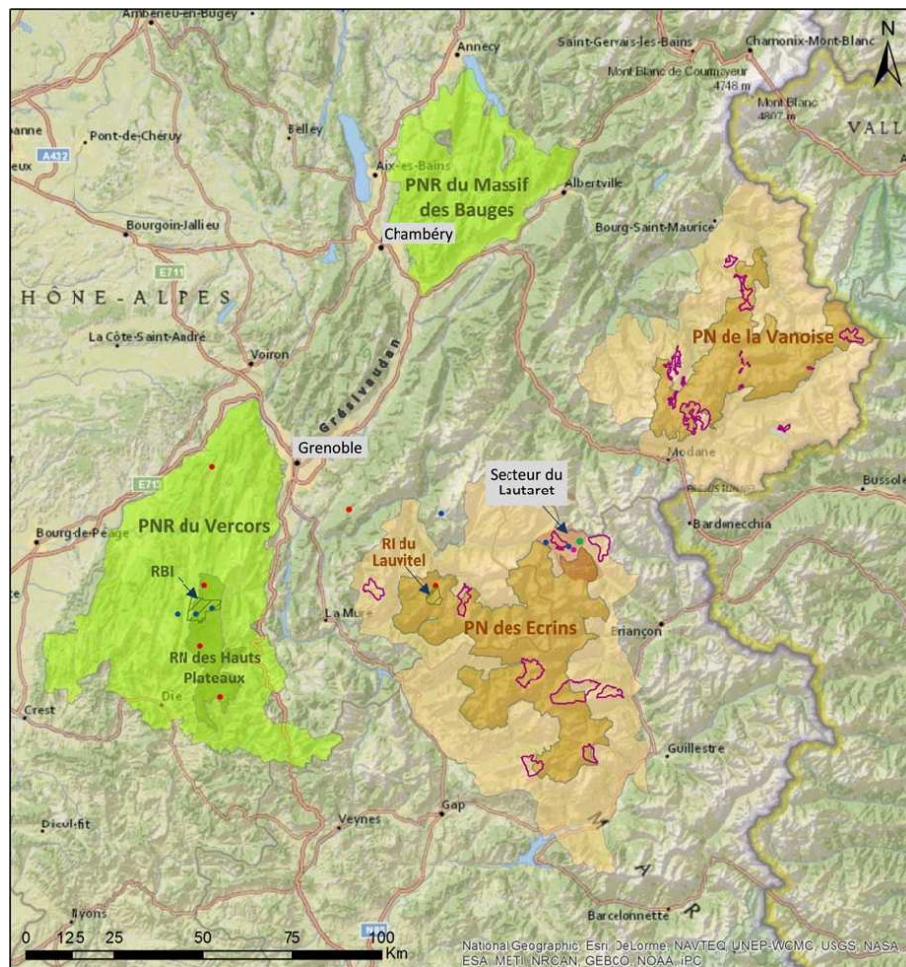


FIGURE 1.7 – Localisation de la Zone Atelier Alpes et identification des principaux sites d'étude (<http://www.za-alpes.org/>). PNR : Parc Naturel Régional. PN : Parc National. RN : Réserve naturelle. RBI : Réserve Biologique Intégrale. RI : Réserve Intégrale. Pour les parcs nationaux, il a été distingué la zone cœur (couleur sombre) et l'aire d'adhésion (couleur plus claire). Les polygones à bord fuchsia correspondent aux alpages du projet transversal « Alpagnes Sentinelles ». Les points en rouge indiquent l'emplacement des stations éco-hydro-climatiques (station type Campbell). Les points en bleu indiquent des sites dotés d'une instrumentation plus légère (sondes/enregistreurs miniaturisés). L'emprise sombre sur le secteur du Lautaret correspond à une zone densément instrumentée et couverte par des images de très haute résolution spatiale et/ou spectrale. Cette zone inclut également les infrastructures de la SAJF et le site du projet FLUXALP (point vert). Conception de la carte : J. Renaud (LECA).



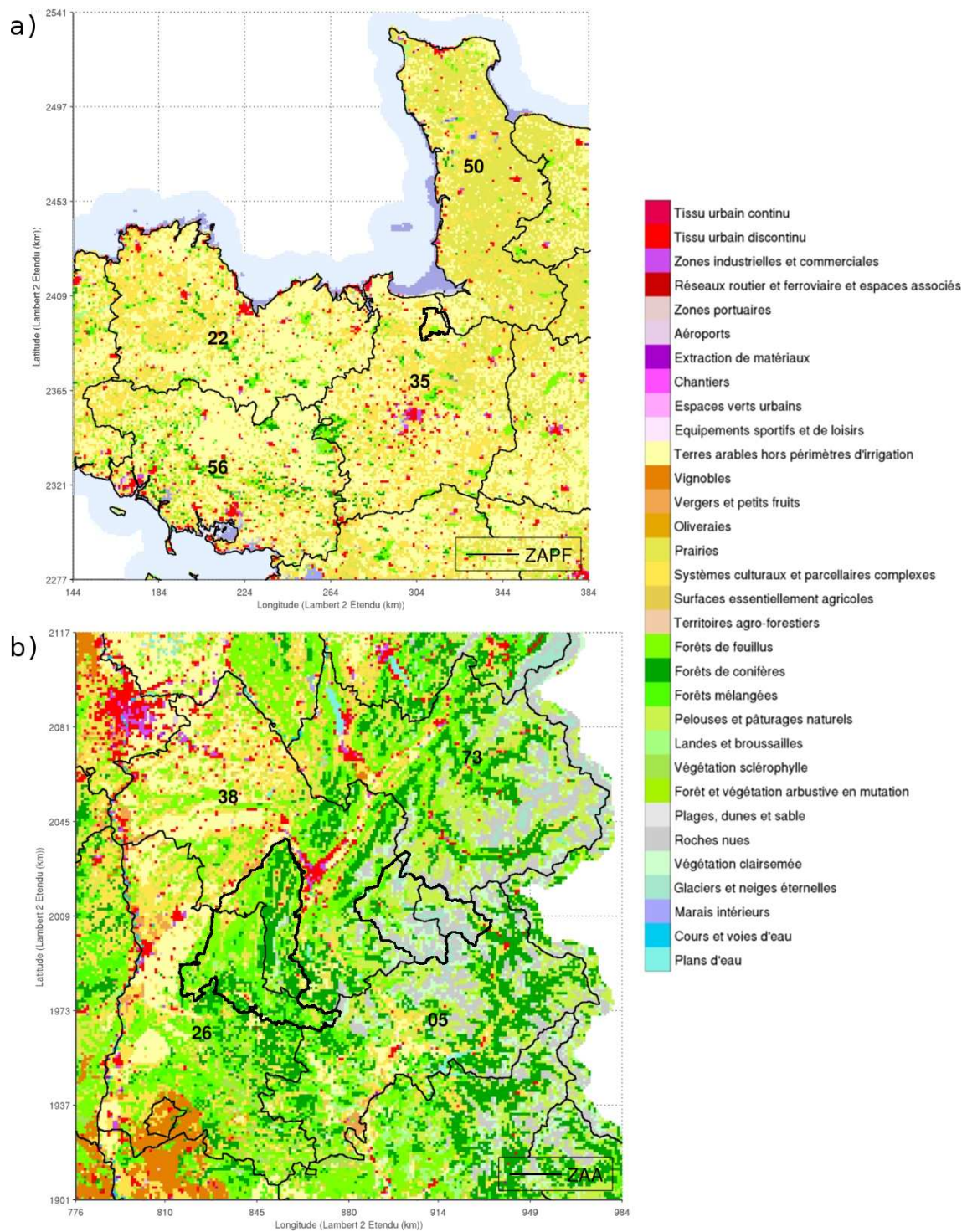


FIGURE 1.8 – Carte d'occupation du sol définie à l'aide des données Corine Land Cover (2006) sur les zones d'étude : a) l'Armorique et b) les Alpes.

## 1.3 Problématique

Les variations climatiques observées sur la planète influencent en grande partie les activités anthropiques (Dearing *et al.*, 2006). Différents paramètres climatiques interviennent dans ces interactions. Cependant, les variables en rapport avec la température ainsi que l'eau sont les deux paramètres essentiels pour étudier l'impact du climat sur les activités en lien avec l'Homme. La température et ses extrêmes permettent d'obtenir des informations sur les différentes périodes chaudes ou froides subies, qui auront un impact sur l'environnement et la société (Leuzinger *et al.*, 2005). C'est le cas par exemple des vagues de chaleur (Rebetez *et al.*, 2006) ou les périodes de froid intense (Medina-Ramón et Schwartz, 2007). En revanche, les précipitations sont en lien avec les ressources en eau mais aussi les catastrophes qui en découlent (sécheresses, inondations, laves torrentielles, avalanches). Toutes ces interactions nécessiteront donc pour l'Homme de mettre en place des tactiques d'adaptation (Bindi et Olesen, 2011). C'est dans cet objectif d'étude des relations de l'environnement et de la société que les Zones Ateliers ont été créées.

Dans cette thèse, l'attention est particulièrement tournée vers l'étude des relations entre le climat et la végétation. En effet, le climat influence et est influencé par la dynamique végétale, par exemple par le biais de la transpiration ou de la fixation du dioxyde de carbone par les plantes (Peñuelas *et al.*, 2009; Richardson *et al.*, 2013). Ces relations ne sont pas assez connues au niveau de la France faute de données disponibles. Il s'agit dans cette thèse, de s'interroger sur les variations climatiques observées ou potentielles et leur influence sur la dynamique végétale à l'échelle interannuelle pour les deux Zones Ateliers. La Zone Atelier Alpes et la Zone Atelier Armorique sont privilégiées étant donné qu'elles ont pour but une meilleure compréhension des relations entre l'écologie et les variations climatiques. Actuellement, de nombreuses interrogations sont posées sur l'évolution du climat futur et sur les impacts en découlant (IPCC, 2007). **Afin de pouvoir analyser l'influence régionale du climat sur l'activité végétale, on s'intéressera à la variabilité climatique présente sur deux ZA et son influence sur la dynamique végétale dans un premier temps. Par la suite, la mise en place d'un modèle d'impact permettra de simuler statistiquement la réponse végétale à des contraintes climatiques futures.**

### 1.3.1 Le climat présent

Le climat régional moyen des deux Zones Ateliers est différent de par leur position géographique. L'Armorique est caractérisée par un climat hyper-océanique du fait de sa proximité avec l'océan tandis que les Alpes françaises sont soumises à différentes influences (océanique, continentale et méditerranéenne) (Joly *et al.*, 2010).



**Afin de déterminer les impacts de ces deux climats sur la végétation, il apparait nécessaire de comparer la variabilité pluvio-thermique spatio-temporelle pour chacune des zones d'étude.** Dans ce but, un recensement des données climatiques (*i.e.* avec une période d'observation d'environ 30 ans) est nécessaire. Une analyse statistique est proposée sur les deux principales variables climatiques (température et précipitation) à différentes échelles spatio-temporelle (intrasaisonnière et interannuelle notamment). L'objectif de cette phase d'analyse est de déterminer les ressemblances et différences pluvio-thermique sur les deux régions. Les données seront dans un premier temps validées puis analysées par le biais de différents tests statistiques permettant entre autre de détecter les périodes climatiques stables, les principales tendances ainsi que leurs modes temporels de variabilité.

### 1.3.2 La phénologie végétale observée

Comme vu précédemment, l'occupation du sol propre à chacune des deux Zones Ateliers est assez diversifiée. Sachant que la dynamique des cultures dépend à la fois des variations climatiques et des pratiques culturales mises en place par les gestionnaires, l'influence du climat n'est donc pas le seul facteur entrant en jeu dans la dynamique végétale. Néanmoins, il reste un facteur prédominant dans la répartition des espèces végétales sur Terre. **Afin d'étudier principalement les influences du climat sur la végétation, les espèces végétales naturelles non soumises aux pratiques humaines (calendriers agricoles ou contraintes agronomiques) sont exclusivement étudiées, comme les forêts de feuillus ou de conifères.**

La phénologie végétale est un des aspects écologiques impacté par le climat. En effet, le climat influence les variations interannuelles phénologiques (Schwartz, 1998). Cette phénologie concerne l'étude des cycles naturels à une échelle annuelle (par exemple : la date de sortie des feuilles, celle de coloration des feuilles ou encore de leur chute, ...). Elle est d'une part importante pour l'étude des échanges d'éléments chimiques (carbone, eau) avec l'atmosphère (IPCC, 2007) et d'autre part, elle contrôle la survie des espèces végétales (Chuine et Beaubien, 2001).

Il est nécessaire d'étudier dans un premier temps, les différentes sources de données disponibles à l'échelle des deux zones d'étude sachant qu'elles sont peu nombreuses (Observatoire des Saisons, 2014). Deux sources peuvent néanmoins être utilisées, à savoir les données de terrain et les données indirectes issues de la télédétection. **On s'intéressera par la suite aux différentes variations phénologiques interannuelles observées pour les deux régions à partir des deux sources de données disponibles.** Ces données permettront la mise en place ainsi que la va-

lvalidation d'un modèle phénologique forcé sous contrainte de changement climatique.

### **1.3.3 Les variations climatiques prévues et l'influence sur la phénologie**

La modélisation climatique permet actuellement de déterminer les variations climatiques attendues pour le futur. Pour cela, plusieurs types de modèles existent comme les modèles à base physique ou statistique, ou encore des modèles statistico-dynamiques. Ces données de prévision permettront de déterminer les différences climatiques avec les données de réanalyses pour les deux zones d'études. Par la suite, l'influence de la phénologie sous contrainte de changement climatique modélisé est prise en considération. Après avoir effectué la calibration d'un modèle phénologique, à l'aide des données d'observation, les données de simulation climatique pourront être utilisées afin de forcer le modèle. Ces simulations permettront ainsi de préciser l'influence du changement climatique sur la phénologie.



# Chapitre 2

## La variabilité climatique récente des deux Zones Ateliers (1959-2009)

### Sommaire

---

<b>Introduction . . . . .</b>	<b>30</b>
<b>2.1 Les archives climatiques . . . . .</b>	<b>30</b>
2.1.1 Le réseau Météo-France . . . . .	31
2.1.2 Les réanalyses climatiques . . . . .	33
<b>2.2 Le climat à l'échelle des Alpes et de l'Armorique . . . .</b>	<b>39</b>
2.2.1 Le climat moyen régional . . . . .	40
2.2.2 Les ruptures statistiques dans les séries climatiques . . . .	43
2.2.3 Les modes de variabilité temporelle . . . . .	51
<b>Conclusion . . . . .</b>	<b>54</b>

---

# Introduction

Dans ce chapitre, une description du climat et de ses différents modes de variabilité (intra-saisonnière et interannuelle) est réalisée pour les deux zones d'étude. La variabilité climatique des Zones Ateliers est étudiée grâce à certaines méthodes statistiques appliquées à des données provenant du réseau Météo-France ainsi que des réanalyses SAFRAN-France du CNRM (Vidal *et al.*, 2010). L'objectif est de caractériser le climat actuel sur une période temporelle supérieure à une période de référence climatologique, *i.e.* supérieure à 30 ans, sur un domaine de taille similaire pour les deux Zones Ateliers et centré sur ces dernières (figures 1.6 et 1.7). Après avoir présenté les données locales et régionales utilisées ainsi que leurs limites instrumentales et sérielles, l'analyse de la variabilité spatio-temporelle pluviothermique est effectuée par différentes méthodes statistiques.

## 2.1 Les archives climatiques

Une multitude de sources de données climatiques existe maintenant, notamment grâce à la démocratisation des médias électroniques et informatiques. Comme la plupart des données en géosciences, les données liées aux climats sont de différents types et donnent des informations complémentaires tant sur le plan spatial que temporel. On note cependant une organisation structurelle au sein de réseaux de mesures. A l'échelle locale, les stations météorologiques sont implantées afin d'être "représentatives" du climat d'une zone, *i.e.* les valeurs enregistrées par les capteurs doivent permettre de caractériser le climat d'une manière non-biaisée par l'environnement (WMO, 2008). Néanmoins, les limites météorologiques des capteurs installés ne sont pas négligeables. Ils sont notamment susceptibles de montrer des biais dès leur implantation.

L'utilisation de différents abris météorologiques peut avoir des conséquences sur les mesures de températures de l'air (Mestre, 2000). La mesure des précipitations liquides et solides reste encore un enjeu majeur en météorologie (Sevruk *et al.*, 2009; Brugnara *et al.*, 2012). Par la suite, au cours de leur utilisation, les capteurs peuvent interrompre leur enregistrement en raison de différents facteurs (dégâts matériels de la station, panne électrique, perturbations externes, ...), ou encore enregistrer un signal ne correspondant pas à la mesure souhaitée. Sur le plus long terme, les capteurs montrent des biais dus à leur vieillissement et le remplacement des capteurs ou la modification de l'environnement (construction de bâtiments à proximité, évolution de la végétation) peut entraîner des différences au niveau de la mesure. Les lacunes spatiales d'un réseau de mesures peuvent être dues à la possibilité ou non d'installer

des stations, facteur défini en outre par le coût des stations (implantation, entretien et suivi temporel) ou par l'accès potentiellement difficile de certaines zones (comme l'exemple de la haute montagne) et donc, nécessitant des moyens logistiques lourds (hélicoptère, ...). Afin de combler ces lacunes spatiales, des techniques d'interpolation basées sur des principes statistiques et/ou physiques peuvent être mises en place (Durand *et al.*, 1993; Kalnay *et al.*, 1996; Moigne, 2002; Mooney *et al.*, 2011). Deux autres sources de données sont de plus en plus utilisées par la communauté scientifique : les données issues de la télédétection, essentiellement satellitaire (L'Ecuyer et Jiang, 2010) ainsi que les sorties de modèles numériques du climat, de plus en plus adaptées à l'échelle régionale (IPCC, 2007).

Dans cette partie, deux types de données sont sélectionnées : les stations issues du réseau de Météo-France ainsi que les réanalyses SAFRAN-France (initialement Service d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphérique à la Neige mais l'acronyme est resté après la nationalisation des données).

### 2.1.1 Le réseau Météo-France

Le réseau national français d'observation du climat est géré par Météo-France depuis le 19<sup>e</sup> siècle. Le réseau est constitué d'environ 5500 points de récolte (Météo-France, 2014). Les stations implantées sont de différents types. Sur ce réseau national, 2500 stations sont de type automatique tant pour la mesure que pour la transmission tandis que les 3000 postes climatologiques restants sont de type manuel. Les stations sont aussi caractérisées par les mesures effectuées sachant qu'elles ne sont pas toutes appareillées avec les mêmes capteurs. Sur le réseau climatologique à relevé manuel, seules les température et les précipitations sont mesurées.

Dans cette thèse, les séries climatologiques sont obtenues par le biais de la Bibliothèque de Météo-France. Elles correspondent à toutes les données disponibles sur la période 1959-2009 (période de disponibilité des réanalyses climatiques SAFRAN-France) et pour les quatre départements encadrant la Zone Atelier Armorique ou la Zone Atelier Alpes (figure 2.1). Les valeurs moyennes mensuelles retenues sont celles des températures mesurées à 2 mètres du sol ainsi que les cumuls de précipitations. Les stations utilisées ont finalement aussi fait l'objet d'une sélection par rapport à la moyenne du nombre de jours d'enregistrement qui doit être supérieure ou égale à 20 jours. Cela permet ainsi d'exclure les séries comportant soit des enregistrements incomplets mais homogènes ou des enregistrements complets sur une période inférieure à deux tiers de 51 ans (période de disponibilité des données : 1959 à 2009).

Le réseau de stations en Armorique est assez pauvre (tableau 2.1) et très anisotrope car on peut observer que la plupart des stations sont situées sur le littoral ou

	Stations pour les Alpes		Stations pour l'Armorique	
Variables mesurées	dispo.	sélect.	dispo.	sélect.
Temp. et précip.	65	40	17	12
Temp. uniquement	0	0	1	1
Précip. uniquement	43	57	9	13
Total	108	97	27	26

Tableau 2.1 – Nombre de stations disponibles et sélectionnées en fonction des paramètres météorologiques mesurés à l'échelle des deux zones d'étude (données Météo-France disponibles sur la période 1958-2010). Une différence est faite ici entre les stations disposant à la fois de mesure de température et de précipitation ou les stations ne présentant qu'une seule variable. Une station disposant initialement des deux variables peut être sélectionnée pour une seule des deux variables.

dans le département de l'Ille et Vilaine (figure 2.1). A l'échelle de la zone d'étude dans les Alpes, le réseau est bien plus dense (tableau 2.1) mais certaines lacunes spatiales apparaissent dans les zones de basses altitudes situées au sud ou dans les régions de haute montagne (supérieures à 2000 mètres) (figure 2.1). Le nombre de stations du réseau pluviométrique alpin est important et représente le double du nombre de stations thermiques (97 contre 40). En comparant les densités de stations entre les deux régions, on observe que le réseau alpin est environ quatre fois plus dense que celui de l'Armorique, sachant que les zones étendues choisies sont équivalentes (97 stations au total contre 26 pour l'Armorique).

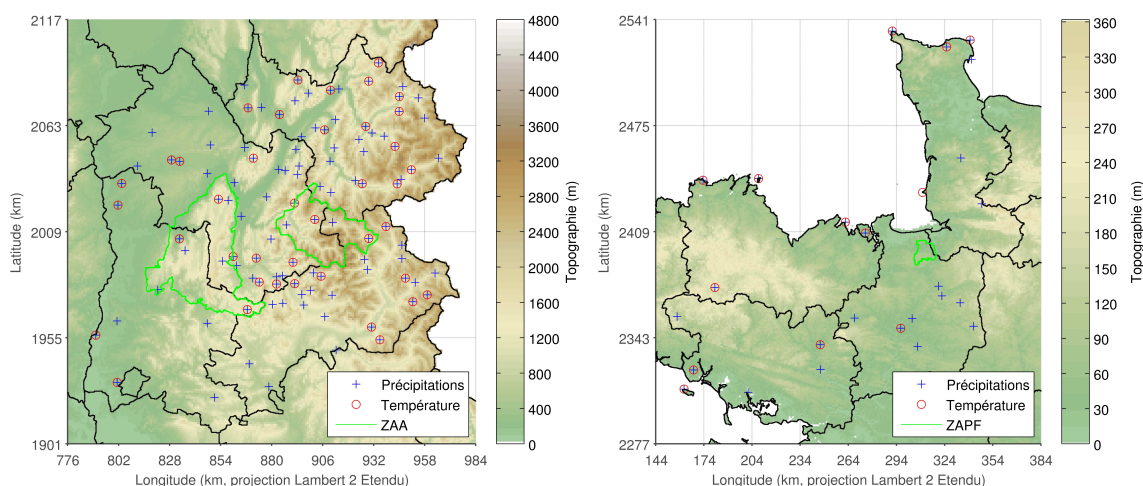


FIGURE 2.1 – Carte localisant les stations Météo-France sélectionnées sur les deux régions. Les stations sont identifiées par les deux principales variables enregistrées (température et précipitation) et pour les deux régions : Alpes à gauche et Armorique à droite.

## 2.1.2 Les réanalyses climatiques

Les réanalyses du climat sont un moyen de générer des données spatialisées à différentes échelles spatio-temporelles. L'intérêt de ces méthodes réside dans la couverture spatiale qui est, contrairement aux données sérielles, complète et régulière. Les réanalyses servent par la suite soit pour des travaux climatologiques (Richman, 1987; Esteban et Martin-Vide, 2006; Barbosa *et al.*, 2008), soit pour fournir des variables d'entrées à d'autres modèles (Boé, 2007; Habets *et al.*, 2008).

Les données de base utilisées pour construire les réanalyses sont obtenues en intégrant différentes sources d'information. Elles proviennent des séries issues de stations météorologiques complétées par des données des radiosondages ainsi que de la télédétection. D'autres variables géographiques peuvent être utilisées comme l'altitude, la pente, l'orientation ou encore la couverture végétale (Lhotellier, 2005). Cet ensemble de données va ensuite servir de variables d'entrées pour des modèles d'interpolation et/ou des modèles atmosphériques qui permettront de spatialiser ces dernières sur toute la période d'étude.

La précision et le biais de ces méthodes proviennent à la fois des données (disponibilité, qualité) ainsi que des modèles utilisés (complexité physique décrite par le modèle, résolution spatio-temporelle). Par la suite, les réanalyses SAFRAN-France sont utilisées du fait de leur couverture et de leur résolution spatiale au niveau national.

### 2.1.2.1 Présentation des réanalyses SAFRAN-France

SAFRAN (Système d'analyse fournissant des renseignements atmosphériques à la neige) est un produit météorologique du Centre National de Recherche Météorologique (CNRM) servant à la base, à fournir des données d'entrée à des modèles de surface pour le manteau neigeux comme le modèle CROCUS (Navarre *et al.*, 2007). Deux versions du modèle existent : SAFRAN-Alpes et SAFRAN-France. SAFRAN-Alpes est la première version du système, basée sur un découpage des Alpes par massif avec une discrétisation verticale de 300 mètres et une prise en compte de l'orientation des pentes (Durand *et al.*, 1993). Cette version étant uniquement utilisable à l'échelle de la Zone Atelier Alpes, une version de SAFRAN possédant une couverture métropolitaine a été retenue dans cette thèse. SAFRAN-France est donc la version qui permet de fournir des variables atmosphériques de surface à l'échelle du territoire métropolitain avec une résolution spatiale de 8 km et une résolution temporelle horaire et journalière (Vidal *et al.*, 2010). L'intérêt d'une telle base de données est la disponibilité de conditions météorologiques à une haute résolution spatio-temporelle pour réaliser des modélisations hydrologiques (Boé, 2007; Habets



*et al.*, 2008). La discrétisation spatiale des données est dans cette version basée sur un découpage en zones climatiques homogènes de taille inférieure à  $1000 \text{ km}^2$  (déterminé par les prévisionnistes de Météo-France pour chacun des départements) avec une prise en compte de l'altitude et de l'orientation des versants.

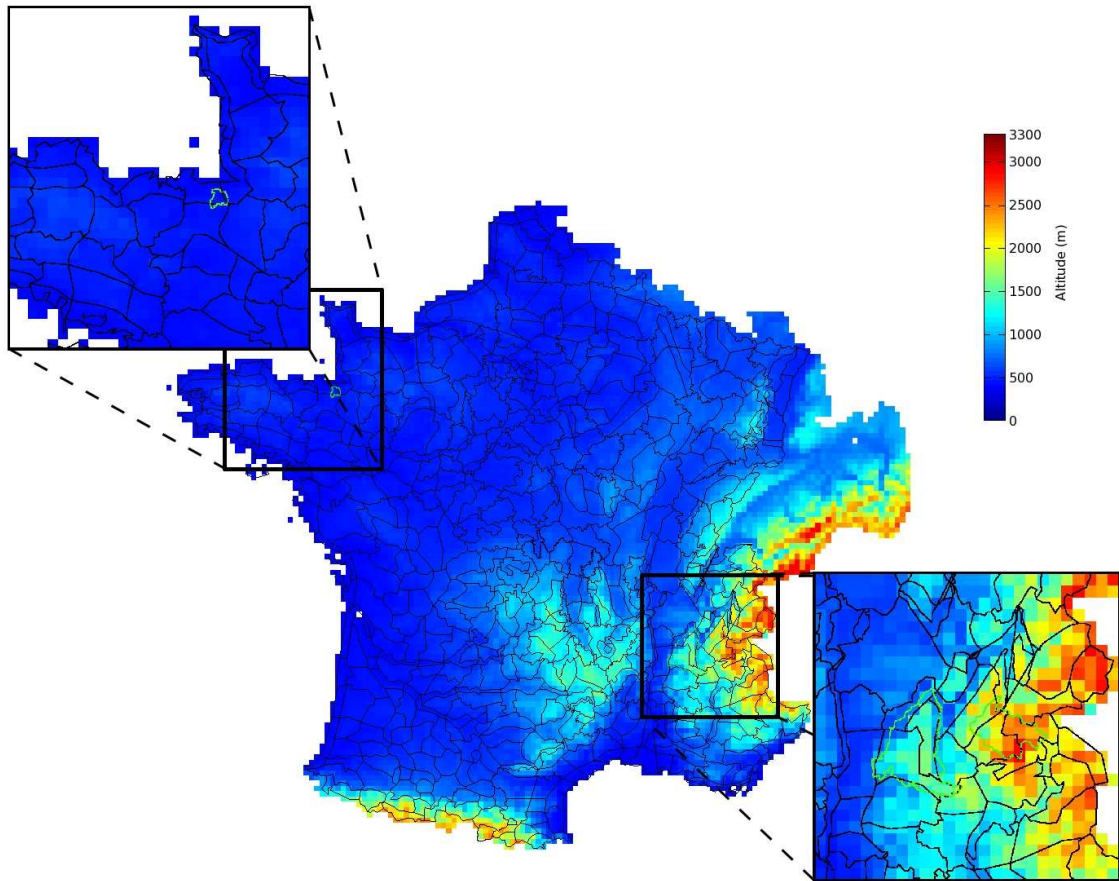


FIGURE 2.2 – Découpage climatique des zones homogènes utilisées dans l'élaboration des produits SAFRAN-France. L'altitude utilisée dans le système de réanalyse est représentée par le dégradé de couleur. Des agrandissements sont proposés sur les deux zones d'étude centrées sur les Zones Ateliers (limite indiquée en vert).

Les variables disponibles sont la température (en K), les précipitations (liquides et solides, en  $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ), l'humidité spécifique (en  $\text{kg.kg}^{-1}$ ), les rayonnements solaires incidents et infrarouges descendants (en  $\text{W.m}^2$ ). Ces variables n'ont pas toutes la même précision : les rayonnements solaires ainsi que la vitesse du vent sont les moins précises à cause de la faible densité de capteurs installés (Quintana-Seguí *et al.*, 2008; Vidal *et al.*, 2010). Dans cette thèse, les variables retenues sont les températures ainsi que les précipitations totales (liquides et solides). Les précipitations sont analysées à un pas de temps journalier et interpolées chaque heure en fonction de l'humidité et de la température. Cette dernière variable joue aussi le rôle de contrôle de la phase des précipitations (température seuil de  $0,5^\circ\text{C}$ ) (Moigne, 2002).

L'analyse de la température est effectuée toutes les six heures (0h, 6h, 12h et 18h) puis une étape d'interpolation horaire est réalisée.

L'évolution temporelle de la densité du réseau influençant la précision des données, on observe une augmentation du nombre de stations réanalysées à partir des années 1990 (Vidal *et al.*, 2010). Cette influence est observable pour la température, l'humidité relative ainsi que les mesures de rayonnement et elle devra être prise en compte dans l'analyse climatique. Le risque est notamment d'analyser un artefact de production des données comme une rupture ou une tendance dans un signal temporel. Pour les températures, on note une augmentation du biais négatif à partir des années 1987-1988 (Vidal *et al.*, 2010).

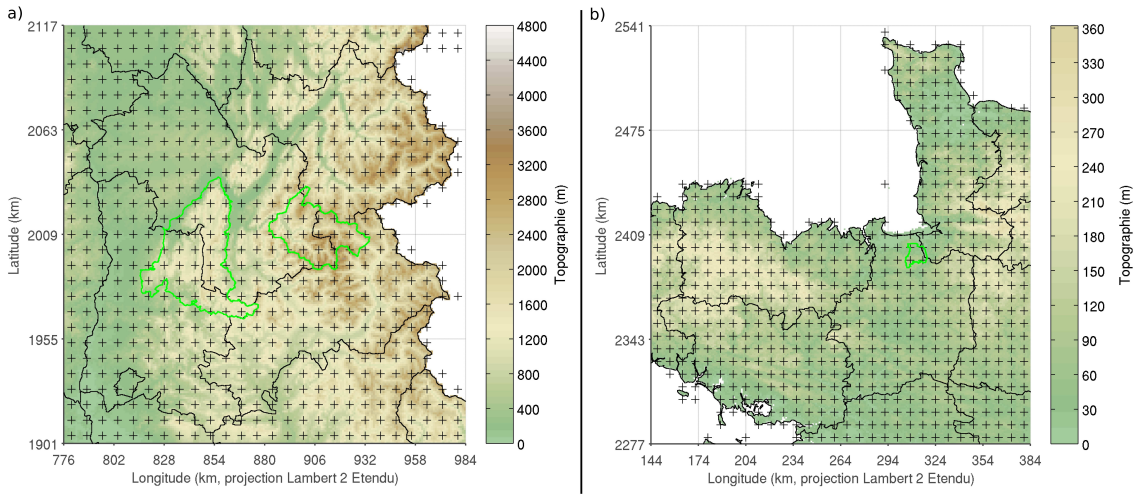


FIGURE 2.3 – Centre des mailles ("+") issues des réanalyses SAFRAN-France (8 km de résolution) pour la région alpine (a) et la région armoricaine (b). Les limites départementales (en noir) ainsi que les limites des Zones Ateliers (en vert) sont également indiquées.

### 2.1.2.2 Validation des réanalyses SAFRAN-France

Afin de définir la précision climatique des réanalyses à une échelle régionale, une comparaison entre les séries pluviothermiques provenant de stations et de points de grille des réanalyses est effectuée à un pas de temps mensuel. Pour chaque station météorologique, la maille de la grille SAFRAN la plus proche est sélectionnée et comparée aux données mesurées avec l'aide du biais et de l'erreur quadratique (appelée par la suite RMSE pour Root Mean Square Error). Le biais est défini mathématiquement par la moyenne des écarts entre deux séries tandis que le RMSE est la distance euclidienne entre deux jeux de données. Le biais permet de déterminer si les valeurs modélisées sont en moyenne supérieures ou inférieures aux données de référence alors que le RMSE mesure l'erreur moyenne absolue entre deux séries. Les

résultats présentent la moyenne des erreurs et des biais ainsi que leur écart-type au sein de chacune des deux régions (2.2).

Région	Variables	Biais moyen (écart-type)	RMSE (écart-type)
Alpes	Temp. (°C)	-2,26 (1,49)	2,45 (1,46)
	Précip. (mm/mois)	10,89 (15,55)	27,20 (11,10)
Armorique	Temp. (°C)	-0,23 (0,22)	0,49 (0,20)
	Précip. (mm/mois)	0,16 (8,15)	13,82 (6,54)

Tableau 2.2 – Biais moyens et erreurs quadratiques moyennes des séries temporelles issues des réanalyses SAFRAN-France par rapport aux séries issues du réseau Météo-France pour les deux zones d'étude sur la période 1959-2009 à une échelle mensuelle.

Les biais et les erreurs de la région armoricaine sont relativement faibles pour les températures ainsi que les précipitations ( $<10\%$ ). Il est à noter qu'ils sont du même ordre de grandeur que ceux cités dans la littérature (Quintana-Seguí *et al.*, 2008) tandis que pour la région alpine, les résultats sont beaucoup moins bons et suggèreraient donc *a priori* que ces réanalyses ne pourraient pas être utilisées par la suite. Néanmoins, la résolution spatiale de la grille SAFRAN-France étant de  $8 \times 8$  km<sup>2</sup>, il est nécessaire de supposer que l'altitude des stations météorologiques et celle calculée pour les points de grille est très différente. En effet, en comparant la différence d'altitude avec la différence de température et de précipitations pour chacune des stations alpines et les points de grille associés, on observe des différences pouvant atteindre 1000 mètres (figure 2.4). On remarque que la relation entre la différence de température et la différence d'altitude peut être approchée par une relation linéaire ( $R^2 = 0,87$ ) tandis que la relation concernant les précipitations est beaucoup moins significative ( $R^2 = 0,28$ ). Pour la température, le coefficient directeur de la droite est de  $-4,7^\circ\text{C}/\text{km}$  qui correspond en ordre de grandeur au gradient thermique que l'on retrouve dans l'atmosphère libre ou en calculant un gradient avec l'aide de postes météorologiques répartis selon différentes altitudes (NOAA et US Force, 1976; Douguédroit *et al.*, 1984).

Donc, au vu de la forte corrélation entre la différence de température et d'altitude, il faut chercher à en rendre compte dans l'étude de précision des réanalyses. Une correction des données réanalysées est réalisée en se servant de gradients de températures calculés à un pas de temps journalier et pour différents intervalles d'altitude afin de prendre en compte la variabilité verticale des gradients. Comme l'a montré Y. Largeron (2010), les gradients thermiques dans les Alpes, et parti-

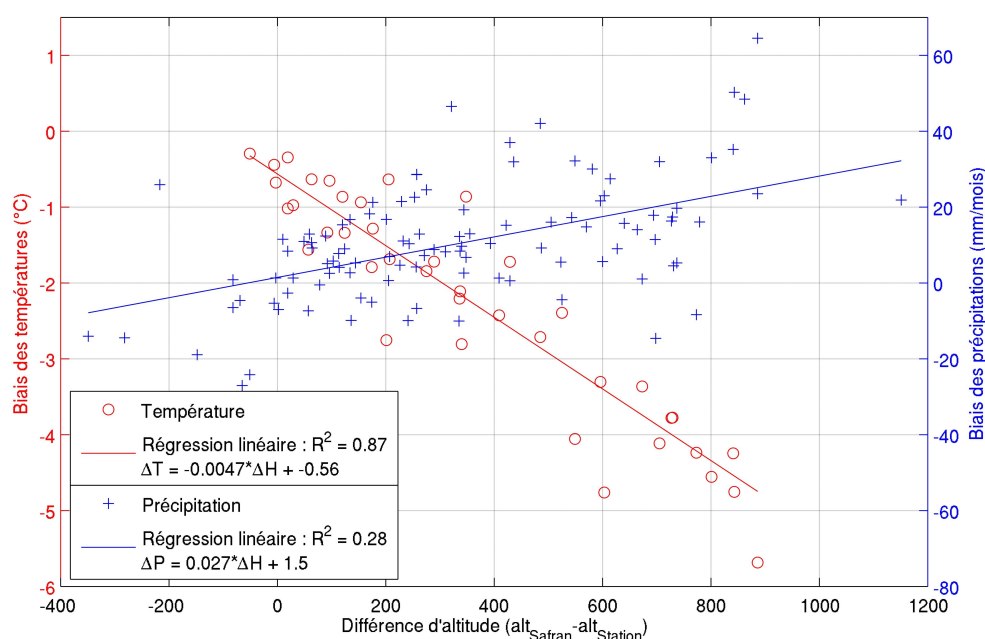


FIGURE 2.4 – Biais moyens des températures (cercle rouge) et des précipitations (croix bleue) en fonction de la différence d'altitude pour chacune des séries temporelles issues des réanalyses SAFRAN et des séries correspondantes du réseau Météo-France pour la période 1958-2010.

culièrement en Isère, ne sont pas toujours linéaires; en effet, des cas d'inversion thermique peuvent être présents sous certaines conditions atmosphériques. Afin de déterminer les occurrences de ces inversions, une classification avec un algorithme de type k-means (Hartigan, 1985) est réalisée sur les profils verticaux de température à un pas de temps journalier.

Les profils sont calculés en considérant une discrétisation de l'altitude avec une résolution verticale de 50 mètres (essentiellement pour des problèmes de temps de calcul). Ils sont aussi normalisés afin d'effectuer la classification par rapport à la corrélation entre chacun des profils. Le problème majeur des classifications est le choix du nombre de classes à réaliser : la statistique de Gap a été utilisée afin de déterminer le nombre de classes optimal (Tibshirani *et al.*, 2001). Cette méthode n'est pas la seule mais surpasse les autres indicateurs en termes de classifications avec des jeux de données simulées (Tibshirani *et al.*, 2001). Cet indicateur permet de choisir le nombre optimal de classes en minimisant la somme des distances intra-classes. Dans un premier temps, la somme des distances intra-classes est calculée pour le jeu de données initiales pour différentes valeurs de nombre de classes. Dans un second temps, on modélise des jeux de données en respectant les propriétés statistiques des données initiales.

Différentes modélisations des variables peuvent être appliquées : tirage uniforme

ou gaussien sur les intervalles des données brutes ou sur les composantes principales issues des données brutes. Dans cette étude des gradients thermiques, un tirage aléatoire gaussien sur les composantes principales a été utilisé (Tibshirani *et al.*, 2001). Une fois les sommes des distances intra-classes calculées, la différence des sommes (appelée la fonction de Gap) est effectuée et le nombre de classes est déterminé par le plus petit rang "k" pour lequel la fonction de Gap en k est supérieure à la fonction de Gap en k+1 plus l'écart-type de la fonction en k+1.

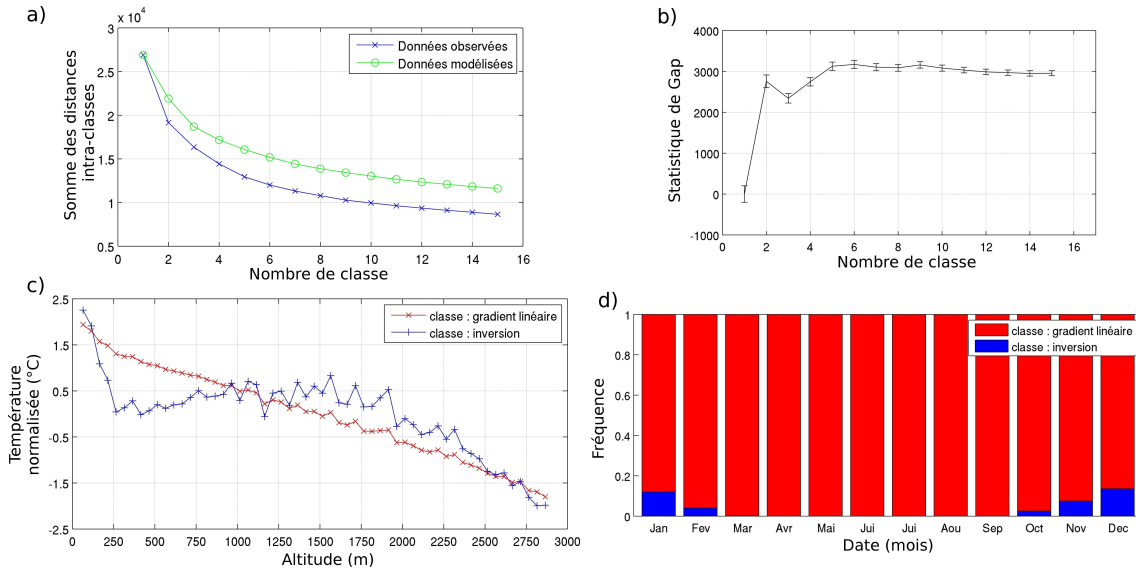


FIGURE 2.5 – Résultats de la classification (k-means) des gradients altitudinaux thermiques calculés à partir des données SAFRAN pour la région alpine sur la période 1958-2009 : a) Somme des distances intra-classes pour les données observées et simulées en fonction du nombre de classes. b) Statistique de Gap en fonction du nombre de classes (le nombre de classes optimal est de 2). c) Centre des deux classes retenues (en rouge, le profil thermique linéaire et en bleu, le profil thermique d'inversion). d) Répartition mensuelle des gradients thermiques journaliers identifiés avec les mêmes couleurs que précédemment.

Au final, deux classes de profils verticaux ont été retenues et, comme le montre la figure 2.5, les profils peuvent être identifiés comme des conditions de gradient linéaire et d'inversion. La première classe représente 97 % de l'échantillon et se caractérise par un profil linéaire. La seconde classe représente 3 % de l'échantillon et on remarque que le profil peut être divisé en plusieurs segments en prenant en compte des altitudes limites de 250 m et 1700 m. La répartition mensuelle des profils thermiques montre une certaine saisonnalité : on observe tous les cas d'inversion pendant les saisons automne-hiver (et plus particulièrement entre les mois d'octobre et de février) avec un maximum pendant le mois de décembre. Une fois l'identification des différents gradients thermiques effectuée, une correction des séries issues des réana-

lyses est réalisée en prenant en compte, de deux manières différentes, la différence d'altitude entre la station et le point de grille. Par la suite, on pourra donc comparer les données SAFRAN interpolées aux données stationnelles. Deux méthodes d'interpolation sont appliquées : la première considère un gradient linéaire sur toute la plage d'altitude et la seconde prend en compte la variabilité verticale des gradients séparés par l'altitude 1700 m (*i.e.*  $[0 ; 1700[$  et  $[1700 ; 2850]$  mètres). La comparaison des séries obtenues donne par la suite de meilleurs résultats en termes de biais et d'erreur quadratique moyenne (tableau 2.3). La prise en compte de plusieurs gradients verticaux en fonction de l'altitude ne permet pas d'améliorer la précision des données pour l'interpolation des données thermiques. Une troisième version de correction a donc été testée en prenant en compte un nouveau gradient thermique pour la plage d'altitude  $[0 ; 250]$  mètres, mais cela n'améliore pas plus la précision de l'interpolation en termes de biais et de RMSE.

Variables	Biais moyen (écart-type)	RMSE (écart-type)
Température (°C)	-2,26 (1,49)	2,45 (1,46)
Temp. corrigée v1 (°C)	-0,22 (0,60)	1,05 (0,37)
Temp. corrigée v2 (°C)	-0,54 (0,55)	1,15 (0,43)

Tableau 2.3 – Résultat de la validation des températures mensuelles issues des réanalyses SAFRAN-France pour la ZA Alpes sur la période 1958-2009. Les températures v1 ont été corrigées à l'aide d'un seul gradient vertical journalier (0-3000 m) contrairement à la version 2 pour laquelle 2 gradients thermiques journaliers ont été utilisés (0-1700 m et 1700-3000 m).

## 2.2 Le climat interannuel à l'échelle des Alpes et de l'Armorique

Afin de caractériser le climat des deux espaces d'étude, les valeurs moyennes des principales variables climatiques - la température et les précipitations - sont calculées. Dans un premier temps, les champs moyens des deux variables sont présentés. Puis la variabilité temporelle du climat est définie par le biais de l'évolution du régime pluviothermique saisonnier moyen. Enfin, on s'intéresse à la détection des principales périodes climatiques, *i.e.* les périodes caractérisées par la même variabilité temporelle. Deux techniques sont appliquées pour cela : la détection de rupture ainsi que la décomposition en ondelettes continues. La première technique permet de déterminer si, sur la période de disponibilité des mesures, un changement de valeur

moyenne est apparu (Reeves *et al.*, 2007). La décomposition en ondelettes continues est en revanche une méthode identifiant les différents modes de variabilité - dans notre cas temporelle - dans un signal en décomposant le signal brut en plusieurs signaux avec des amplitudes et des périodes différentes (Torrence et Compo, 1998).

### 2.2.1 Le climat moyen régional

Afin de caractériser le climat moyen des deux espaces d'étude, les données SAFRAN ont été agrégées spatialement pour toute la zone d'étude. Dans la région alpine, les températures sont relativement froides (7°C en moyenne annuelle) par rapport à celle de l'Armorique (11°C). Les précipitations sont aussi plus abondantes dans les Alpes (1140 mm en cumul annuel contre 850 mm). Le principal facteur des différences thermiques peut s'expliquer par le relief qui joue le rôle, par le biais de l'altitude, de catalyseur dans le processus de détente adiabatique d'une particule atmosphérique. Par le biais de la topographie, le relief va forcer les précipitations en jouant le rôle de barrière aux masses d'air en mouvement qui par compression et augmentation de la vitesse de ces dernières provoquera la condensation et donc, la plupart du temps, des précipitations. La latitude ainsi que la longitude peuvent aussi jouer un rôle dans la spatialisation de valeurs climatiques (Beniston et Rebetez, 1996). Les champs régionaux moyens des températures ainsi que des précipitations peuvent rendre compte de ces différents facteurs géographiques (figure 2.6).

Afin de déterminer les composantes de l'organisation spatiale des températures ainsi que des précipitations, on peut avoir recours dans un premier temps, à un calcul de corrélation partielle. On calcule les coefficients de corrélation pour le champ de température (ou des précipitations) avec plusieurs variables géographiques (altitude, longitude, latitude) en prenant en compte la corrélation entre les variables géographiques d'où l'appellation de corrélation partielle (tableau 2.4). Concernant les températures, l'altitude est le facteur géographique le plus explicatif de l'organisation spatiale (coefficient de corrélation de -0,98 en moyenne pour les deux régions). La latitude joue aussi un rôle important mais secondaire pour la spatialisation des données thermiques (corrélation de -0,87 en moyenne). En région alpine, la deuxième variable ayant un coefficient de corrélation important est la latitude et pourrait être causé par un éloignement de la Méditerranée. Tandis que pour l'Armorique, les températures sont plus influencées par le couple latitude-longitude qui pourrait être la cause d'un rapprochement des zones de climat continental. Pour les précipitations, les trois facteurs influencent l'organisation spatiale en Armorique alors que dans les Alpes, la latitude ainsi que l'altitude prédominent. On observe ainsi un gradient négatif des températures du nord au sud ainsi que de l'ouest à l'est pour la zone armoricaine dû à l'éloignement de l'océan (van der Ent et Savenije, 2013).



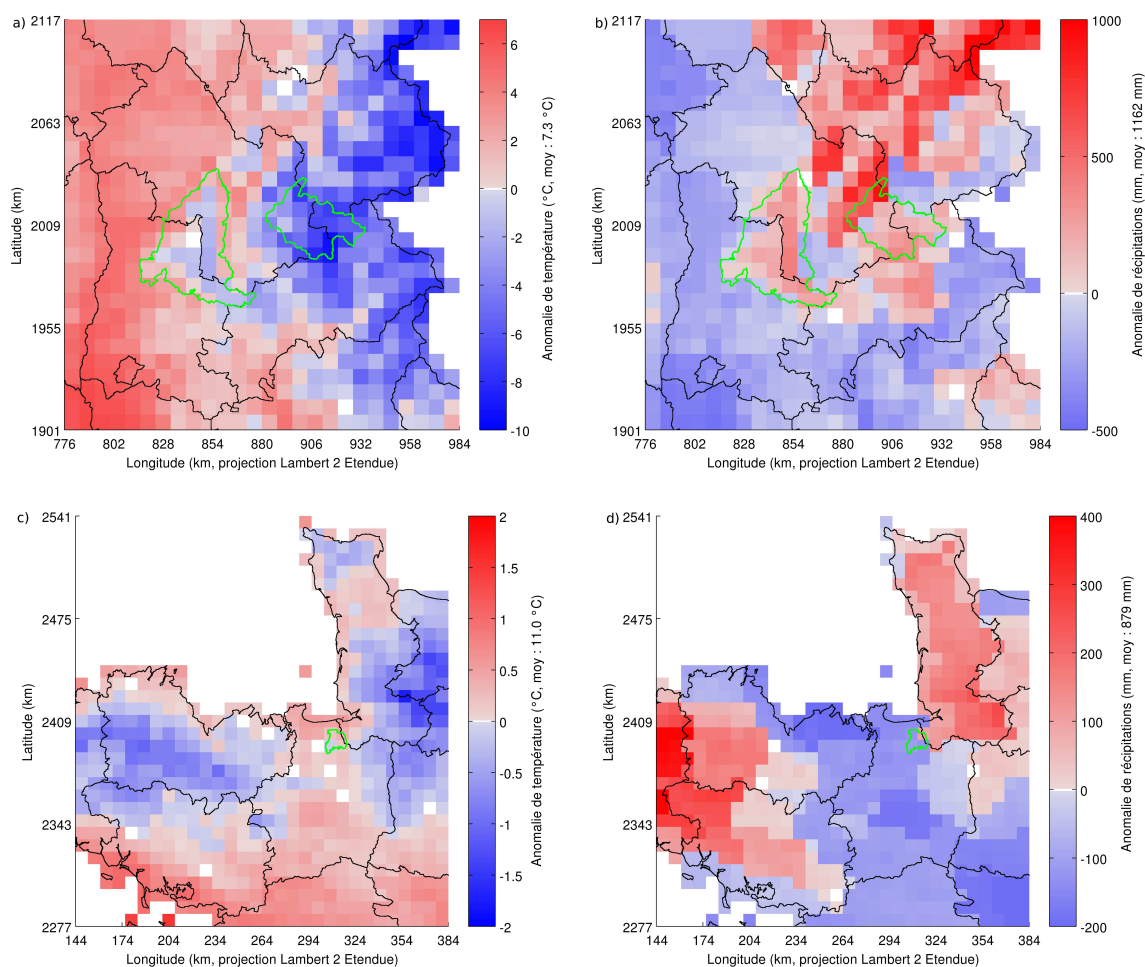


FIGURE 2.6 – Ecart thermique et pluviométrique à la moyenne annuelle 1959-2009 pour les Alpes et l’Armorique (données SAFRAN-France) : a) température dans les Alpes ; b) précipitations dans les Alpes ; c) température pour l’Armorique ; d) précipitations pour l’Armorique.

Région	Variables	Facteurs géographiques		
		Altitude	Longitude	Latitude
Alpes	Température	-0,99 *	-0,27 *	-0,89 *
	Précipitations	0,27 *	0,03	0,53 *
Armorique	Température	-0,97 *	-0,45 *	-0,85 *
	Précipitations	0,51 *	-0,43 *	0,42 *

Tableau 2.4 – Coefficients de corrélation partielle entre les champs moyens régionaux (température et précipitations) et les principaux facteurs géographiques (altitude, longitude et latitude) pour les deux régions calculés à partir des données SAFRAN-France sur la période 1959-2009. Les valeurs significatives avec un seuil de 1% sont symbolisées par le symbole « \* ».



### 2.2.1.1 Le climat saisonnier moyen

A l'échelle saisonnière, on observe une amplitude thermique importante ( $15^{\circ}\text{C}$  de différence entre l'hiver et l'été) et deux saisons humides (automne et printemps) pour la région alpine (figure 2.7). La région armoricaine est caractérisée par une alternance entre saison sèche (estivale) et humide (hivernale) avec des variations nettes des précipitations (moyenne hivernale de 90 mm et estivale de 50 mm) et des températures ( $6^{\circ}\text{C}$  en hiver contre  $17^{\circ}\text{C}$  en été) (figure 2.7). En comparant la variabilité thermique des deux zones, on observe que l'amplitude du signal est beaucoup plus forte dans les Alpes qu'en Armorique. Cette différence est due d'une part au climat océanique présent dans le nord de la France avec l'océan Atlantique qui joue un rôle de "tampon" thermique (van der Ent et Savenije, 2013) et d'autre part, à la localisation de la zone alpine à la rencontre de trois types de climat assez différents (Joly *et al.*, 2010). On retrouve un climat montagnard sur la région centrale et à l'est, un autre de type semi-montagnard au nord-ouest et un dernier méditerranéen au sud-ouest. Cet organisation a aussi une influence sur les précipitations avec la présence d'une alternance de saisons sèches (hiver) et humides (été) dans le nord des Alpes et des précipitations plus fréquentes en automne et au printemps dans le sud (Frei et Schär, 1998).

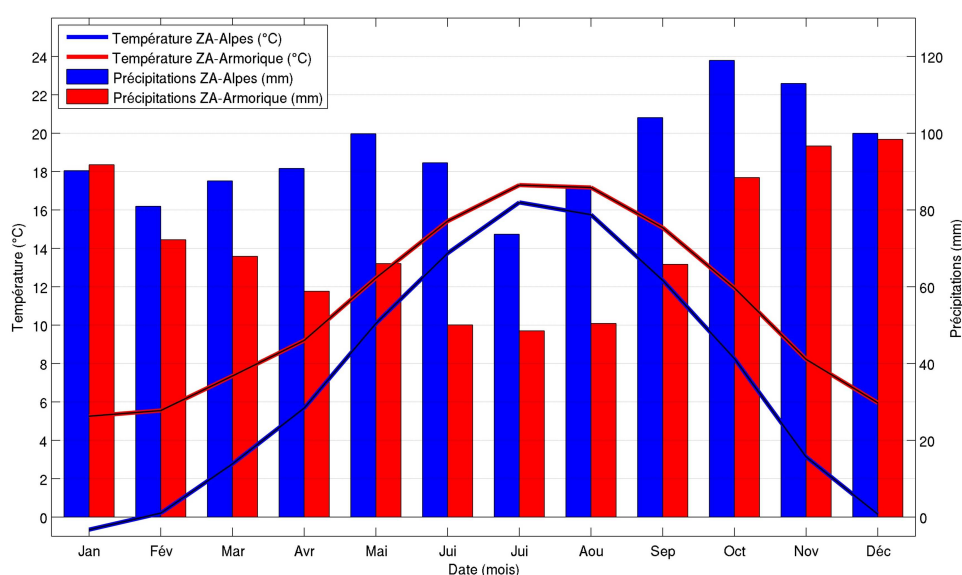


FIGURE 2.7 – Diagramme ombrothermique pour les deux régions (Alpes en bleu et Armorique en rouge) calculé à partir des indices pluviothermiques moyens pour les deux régions (données SAFRAN sur la période 1959-2009). Les histogrammes représentent le cumul mensuel de précipitations et les séries thermiques sont symbolisées en trait continu.

Quelques valeurs remarquables annuelles caractérisent aussi ces deux zones. Dans les Alpes, on retrouve plus de 25 jours avec des températures minimales inférieures à

-5°C et moins de 4 jours avec un maximum supérieur à 30°C pour la majeure partie des différentes tranches d'altitude. Sur les parties les moins élevées (au sud-ouest), on observe des influences méditerranéennes avec un nombre de jours froids plus faible et une augmentation du nombre de jours chauds. En Armorique, la région peut être séparée en deux zones climatiques selon les départements. Les départements de l'ouest et du nord (Côte d'Armor, Morbihan et Manche) ainsi que la partie nord de l'Ille-et-Villaine présentent un climat océanique franc tandis que le reste du département de l'Ille-et-Villaine est considéré comme océanique altéré. La différence entre ces deux climats régionaux provient principalement du nombre de jours chauds qui est plus important pour le climat océanique altéré.

## **2.2.2 Les ruptures statistiques dans les séries climatiques**

Les ruptures d'homogénéité représentent des changements abrupts dans une série temporelle. En climatologie, ce changement peut être de deux natures différentes : naturelle ou artificielle (Mestre, 2000). Les ruptures artificielles peuvent être dues par exemple à un changement de capteur (sans inter-calibration), à un déplacement complet de la station ou encore, à un changement des conditions environnant la station (évolution de la végétation ou de l'urbanisation) (Wijngaard *et al.*, 2003). Il apparaît donc important de pouvoir distinguer ces deux types d'origine dans les ruptures sérielles afin de pouvoir distinguer, dans une série temporelle, les ruptures d'origine artificielle de celles provenant d'un changement d'ordre climatique.

### **2.2.2.1 Méthodes de détection et de correction des ruptures sérielles**

Les changements au sein des séries sont mathématiquement identifiés et peuvent représenter différentes ruptures en fonction du type de test réalisé : rupture de moyenne, de tendance, de variation (Hawkins, 1977). Les détections de rupture sont ici utilisées pour identifier les changements abrupts de moyenne au cours du temps. Parmi les différentes méthodes existantes, on peut distinguer deux familles. La première consiste à détecter les changements abrupts de moyenne dans un seul signal alors que la seconde effectue le test sur une série de comparaisons constituée du signal à tester et d'un signal qualifié de référence (Alexandersson et Moberg, 1997). En fonction du type de mesure, la série de comparaison sera différente. En effet, elle sera obtenue par une différence dans le cas de mesures additives (comme la température) et d'un ratio dans le cas de paramètres cumulatifs (comme le cumul de précipitation). La comparaison avec une série de référence permet de soustraire la variabilité climatique du signal : les méthodes de détection de rupture servent à la base à détecter les ruptures d'homogénéité artificielles dans les séries temporelles.

Néanmoins, la construction de ces séries de référence pose problème : la série de référence étant élaborée à partir de séries présentant potentiellement des ruptures, le signal de référence sera contaminé par ces dernières (Mestre, 2000). Il en découle qu’aucune série de référence n’existe vraiment. Certaines méthodes de détection de rupture permettent d’identifier directement toutes les ruptures dans une série tandis que d’autres nécessitent en plus un algorithme de segmentation : une rupture est détectée puis la série est alors segmentée en deux séries sur lesquelles la détection de ruptures est à nouveau envisagée, etc. (Peterson *et al.*, 1998). La détection de ruptures s’appliquant principalement à des chroniques d’observations, le réseau des stations de Météo-France disponible sur les zones d’étude est analysé par le biais de ces méthodes. De plus, chacune des stations du réseau référence les éventuelles modifications géographiques en fonction du temps (date de déplacement, localisation, distance horizontale et verticale par rapport à la position d’origine) grâce aux métadonnées. Le record de déplacement horizontal est enregistré par la station de Saint-Jean-de-Belleville (Savoie) qui a été déplacée de 17 km par rapport à sa position d’origine pendant la période 1954-1981, pour ensuite être redéplacée à nouveau vers son lieu d’origine. Le record de déplacement vertical revient à la station de Saint-Sorlin-d’Arves (Savoie) qui a été déplacée de 100 m (en positif) en 1988 par rapport à son altitude initiale. Les stations de Nevache (Hautes-Alpes) et Lescheraines (Savoie) ont le record du nombre de déplacements, soit quatre sur la période 1958-2009. Pour la région armoricaine, les valeurs extrêmes de déplacement sont bien inférieures à celle des Alpes.

La topographie moins accidentée peut être à l’origine de ces différences et d’une plus grande stabilité géographique des sites. La station de Cerisy-La-Salle (Manche) a été déplacée de 35 m (en positif) par rapport à sa position d’origine sur la période 1963-2003. La station ayant été déplacée le plus loin de sa position d’origine est celle de Ploermel (Normandie) qui a subi un déplacement de 4,4 km sur la période 1991-2001 pour ensuite retrouver sa position d’origine. La station de Saint-Christophe-des-Bois (Ille-et-Vilaine) a été déplacée cinq fois sur la période 1958-2009. Malheureusement, aucun renseignement sur les changements de capteur ou sur l’évolution du paysage n’est fourni dans les métadonnées obtenues via la Publi-thèque de Météo-France.

Ces déplacements ayant des influences certaines sur les séries climatiques, trois différents tests sont appliqués sur les séries stationnelles pour détecter les différentes ruptures : le test SNHT (Standard Normal Homogeneity Test) d’Alexandersson (Alexandersson, 1986), le test d’Hawkins (Hawkins, 1977), ainsi que le test de Pettitt (Pettitt, 1979). Ces trois tests sont les plus couramment utilisés en climatologie du fait de leur simplicité (Peterson *et al.*, 1998; Costa et Soares, 2008), mais

d'autres méthodes plus complexes existent (Mestre, 2000; Venema *et al.*, 2012). Ces tests ne pouvant détecter qu'une seule rupture, un algorithme de segmentation basique est utilisé (Easterling et Peterson, 1995). Les tests sont appliqués différemment en fonction de la distribution des variables : le test d'Hawkins est de type paramétrique tandis que les deux autres sont non-paramétriques. Tous les tests sont donc appliqués aux séries de température alors que les précipitations ne sont testées que par le biais des tests d'Alexandersson et de Pettitt. Les tests de Hawkins et de Pettitt sont de type absolu, ce qui signifie que la série brute est testée contrairement au test d'Alexandersson qui est un test relatif (appliqué à une série temporelle et à une série de référence). La série de référence est construite à partir des sept stations les plus proches et pondérée par le carré du coefficient de corrélation linéaire - au sens de Bravais-Pearson - avec la série à tester. La méthode teste ensuite la présence de ruptures grâce au test de Hawkins qui repose sur la comparaison de deux moyennes sur des sous-intervalles de la série complète. Le test de Pettitt est quant à lui basé sur une analyse de la répartition des rangs. On peut aussi retenir que les tests de rupture relative paraissent plus fiables pour détecter les hétérogénéités artificielles grâce à l'analyse de la série de comparaison (Mestre, 2000). Les tests absolus sont pour leur part incapables de détecter indépendamment les ruptures d'ordre naturelle ou anthropique car ils considèrent tout changement de moyenne comme une rupture. Dans un premier temps, il apparaît donc nécessaire de détecter les ruptures supposées d'ordre artificiel grâce au test relatif SNHT d'Alexandersson. Ensuite, chacune des séries est corrigée par le biais d'un ajustement par rapport à la série de référence.

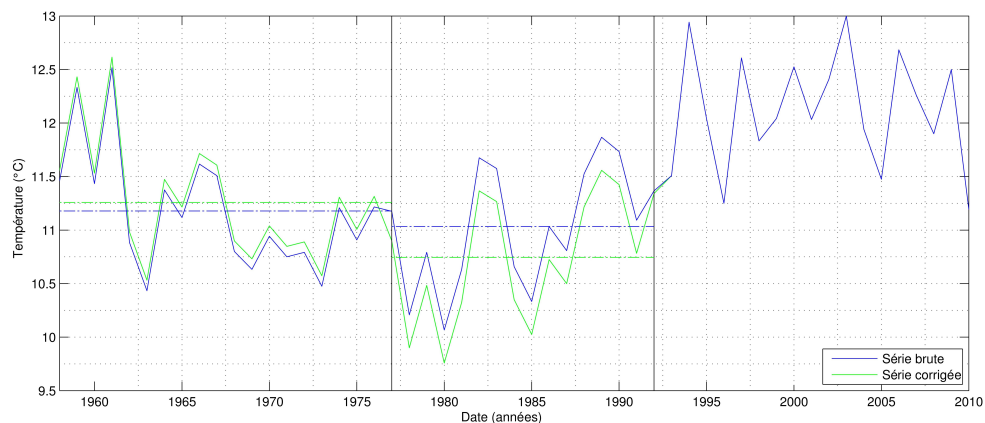


FIGURE 2.8 – Exemple de correction d'une série thermique après détection de deux dates d'inhomogénéité en 1977 et 1992 par le test d'Alexandersson (série thermique de la station de Saint-Jean-en-Royans (Drôme) sur la période 1958-2009 issue de la base de données Publithèque de Météo-France).

On calcule dans le cas des séries thermiques, la différence entre la série à corriger et la série de référence pour les deux périodes (la plus récente et la période ayant

été identifiée comme non-homogène), puis on ajoute l'amplitude entre ces deux valeurs sur la période de la série brute à corriger (figure 2.8). On applique la même méthode pour les précipitations en calculant non plus le biais mais le rapport de la série de référence sur les deux périodes et en multipliant les précipitations sur la période à corriger par ce rapport. Finalement, on teste la présence de ruptures d'ordre climatique avec l'aide des deux tests absolus (Hawkins, 1977; Pettitt, 1979).

### 2.2.2.2 Identification des périodes climatiques moyennes

Les résultats des tests ne sont pas présentés pour chacune des stations mais on s'intéresse plus à leur répartition temporelle moyenne. En comparant les dates des déplacements stationnels fournies dans les métadonnées et les ruptures identifiées par le test SNHT, on observe une grande différence entre les deux chronologies et pour les deux zones. Seules les chronologies sont présentées pour les Alpes, les stations y étant plus nombreuses (figure 2.9). Le nombre de ruptures approche le nombre de déplacements recensés pour les séries thermiques, tandis que pour les chroniques de précipitations, les hétérogénéités détectées sont beaucoup moins nombreuses (tableau 2.5). Lors de la correction des séries, la température a été réajustée en moyenne de l'ordre de 0,5°C en valeur absolue pour les séries sur lesquelles une (ou plusieurs) rupture(s) d'homogénéité a été détectée. Pour les précipitations, la correction moyenne est de l'ordre de 7 % par rapport au cumul annuel (tableau 2.5).

Zones	Variables	Nbre de stations analysées	Nbre de déplacements relevés	Nbre d'hétérogénéités détectées	Indice de correction moyen (maximum)
Alpes	Temp.	43	41	39	0,41°C (1,09°C)
	Précip.	107	97	12	7 % (14 %)
Armorique	Temp.	14	4	10	0,18°C (0,35°C)
	Précip.	26	22	13	8 % (21 %)

Tableau 2.5 – Disponibilités et déplacements des stations sélectionnées du réseau Météo-France sur les deux régions et résultats des méthodes de détection et de correction des hétérogénéités présentes dans les séries pluviothermiques.

L'analyse des ruptures d'ordre climatique indique la présence d'une discontinuité thermique centrée sur l'année 1987. Elle est observée pour les températures à l'échelle des Alpes sur la période 1984-1988 et pour l'Armorique en 1987-1988 avec un maximum de ruptures détectées pour l'année 1987 (figure 2.10 pour les Alpes, figure 2.11 pour l'Armorique). L'augmentation postérieure au changement sur les séries de température est de l'ordre de 1°C. Les tests ne détectant pas les ruptures

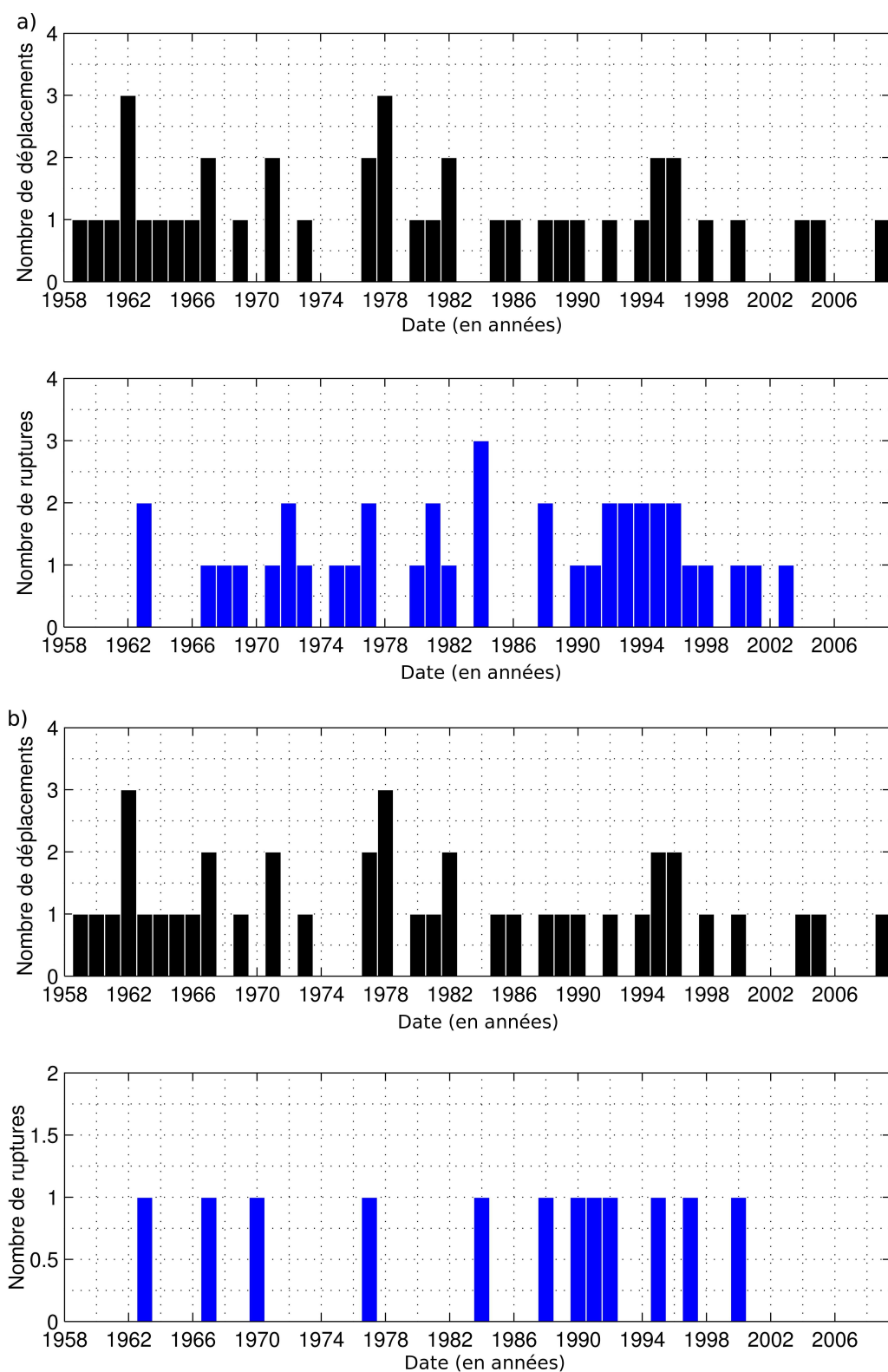


FIGURE 2.9 – Histogramme des déplacements et des ruptures sérielles recensés dans les Alpes sur la période 1959-2009 : a) la distribution des déplacements (en noir) et des ruptures détectées par le test SNHT (en bleu) pour la température ; b) la même chose pour les précipitations.

exactement au même moment, la valeur de l'augmentation est donc déterminée avec l'aide des deux tests. Pour les Alpes, on note une augmentation de  $1,09^{\circ}\text{C}$  (*respectivement*  $1,23^{\circ}\text{C}$ ) d'après le test de Hawkins (*de Pettitt*). Pour la région armoricaine, l'augmentation moyenne de température est légèrement inférieure ( $0,87^{\circ}\text{C}$  d'après le test de Hawkins et  $0,85^{\circ}\text{C}$  d'après le test de Pettitt). On retrouve des résultats assez similaires avec la littérature : Durand *et al.* 2009 pour les Alpes et Merot *et al.* 2012 pour la France de l'Ouest.

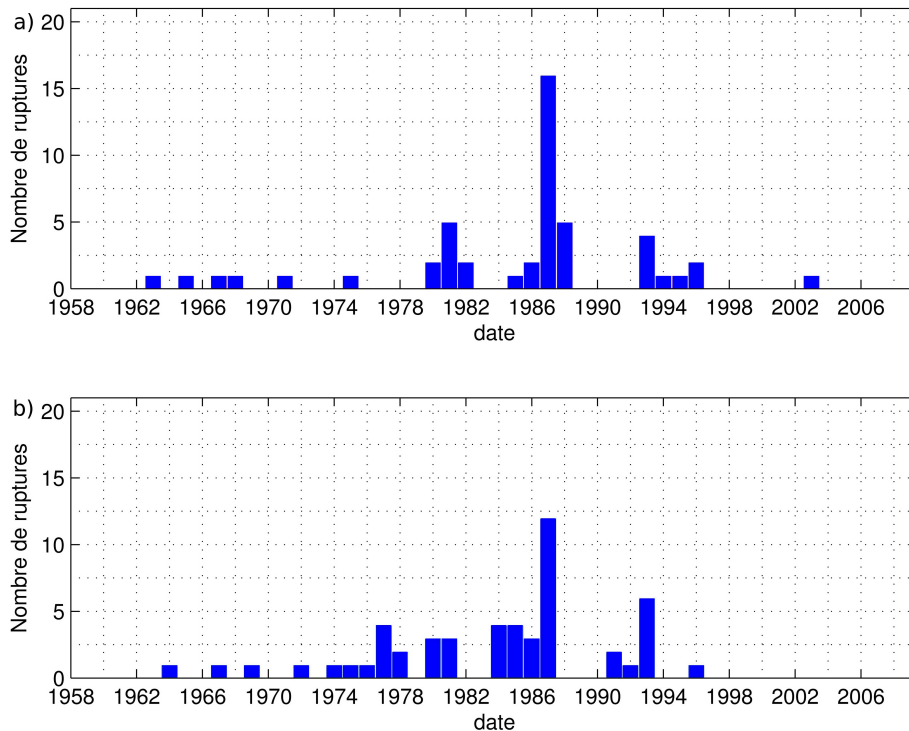


FIGURE 2.10 – Histogramme des ruptures sérielles thermiques dans les Alpes par : a) le test de Hawkins ; b) le test de Pettitt.

A l'échelle de l'hémisphère nord, depuis le dernier siècle, les températures ont augmenté brutalement en deux phases : la première qui s'étend de 1920 à 1944 et la seconde de 1978 à 1997 avec des valeurs légèrement supérieures aux deux régions d'étude ici ( $1,12^{\circ}\text{C}$  pour la période 1901-2010 : Jones *et al.* 2012). Sur le dernier siècle, on observe des tendances similaires avec la présence d'un gradient positif nord-sud sur la partie occidentale de la France (Mestre, 2000). En s'intéressant à la température mensuelle sur les deux périodes, on observe que l'augmentation inter-annuelle est principalement située sur la période janvier-août (figure 2.12).

L'augmentation étant observé pour les deux régions, on peut émettre l'hypothèse d'une même cause générale. L'évolution des situations synoptiques, connues pour leur implication sur la météorologie locale (Gottardi, 2009), est une des explications de cette augmentation. L'Oscillation Nord-Atlantique ou ONA (Jones *et al.*,

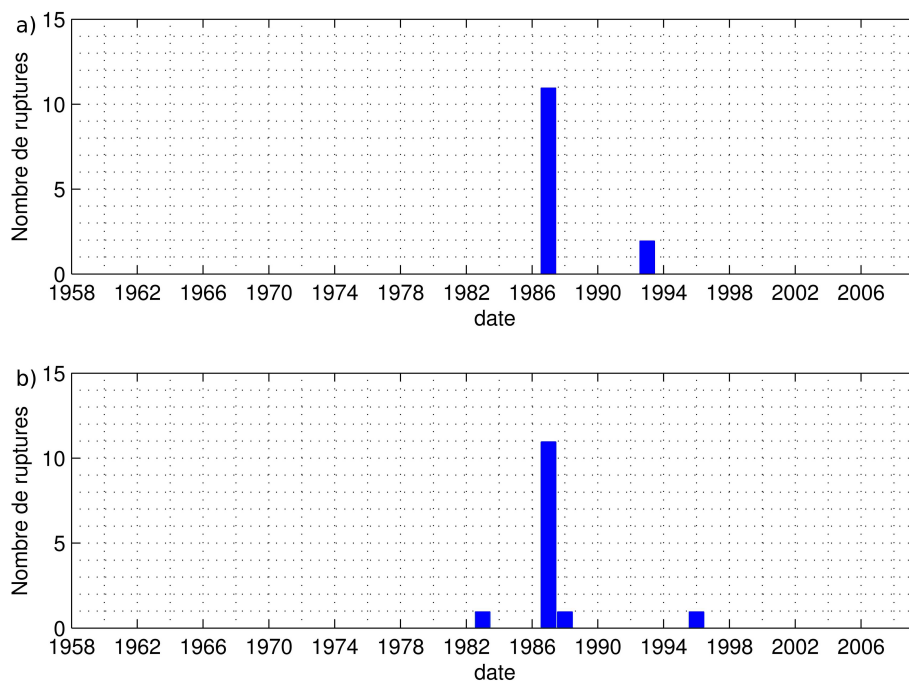


FIGURE 2.11 – Idem que figure 2.10 mais en Armorique.

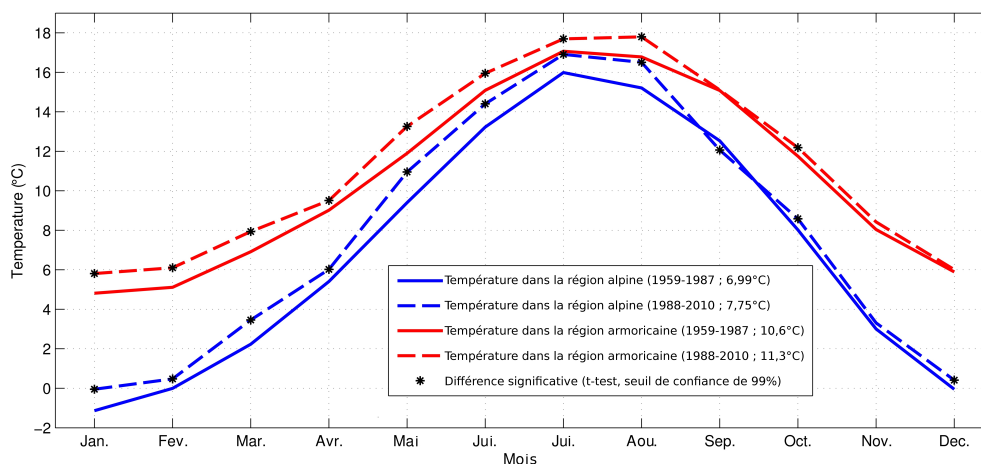


FIGURE 2.12 – Régimes thermiques annuels moyens calculés pour les deux régions d'étude et pour les 2 sous-périodes discriminées grâce à l'analyse de l'homogénéité sérielle.

1997) apparaît aussi comme l'un des principaux facteurs de variabilité. En effet, suivi notamment grâce à un indice calculé à partir des différences de pressions de surface entre les Açores et l'Islande (espaces privilégiés pour le développement d'anticyclones et de dépressions), cette oscillation est connue pour son influence sur le climat européen (Hurrell, 1995). On observe ainsi deux phases de l'ONA en fonction de la différence de pression entre ces deux centres, chaque phase ayant des caractéristiques et influences climatiques particulières. Sur la période 1959-1987, on observe un indice ONA faible tandis que l'indice est plus important après. Sachant que les indices positifs correspondent à des périodes hivernales plus douces à la fois dans le



sud et dans le nord de la France (Cassou, 2004), les ruptures détectées pourraient provenir en partie de ce mécanisme océano-atmosphérique de mésoéchelle.

L'analyse des cumuls annuels de précipitations révèle certaines discontinuités discriminées pour les deux régions (4 dans les Alpes et 5 en Armorique pour des stations différentes). Dans les Alpes, trois ruptures sur quatre se situent à la limite entre les Hautes-Alpes et l'Isère mais montrent des dates de rupture différentes, s'étalant de 1979 à 1995 (figure 2.13). Ces ruptures indiquent des précipitations en baisse de 130 mm en moyenne annuelle entre les deux périodes identifiées pour chacune des stations. La rupture isolée, située dans le nord de la chaîne de Belledonne (figure 2.13), montre des précipitations en augmentation de 200 mm à partir de l'année 1993. Mais étant donné le nombre de ruptures très faible par rapport au nombre de stations et à leur isolement (les stations voisines ne font pas état de rupture), on peut penser que les ruptures détectées ne sont que des artefacts d'instruments ou de calculs. Pour l'Armorique, toutes les stations identifiées comme comportant une rupture subissent une diminution des précipitations de l'ordre de 130 mm, excepté la station de Saint-Vast-La-Hougue (rupture en 1972) où le cumul de précipitations diminue en moyenne de 220 mm par an.

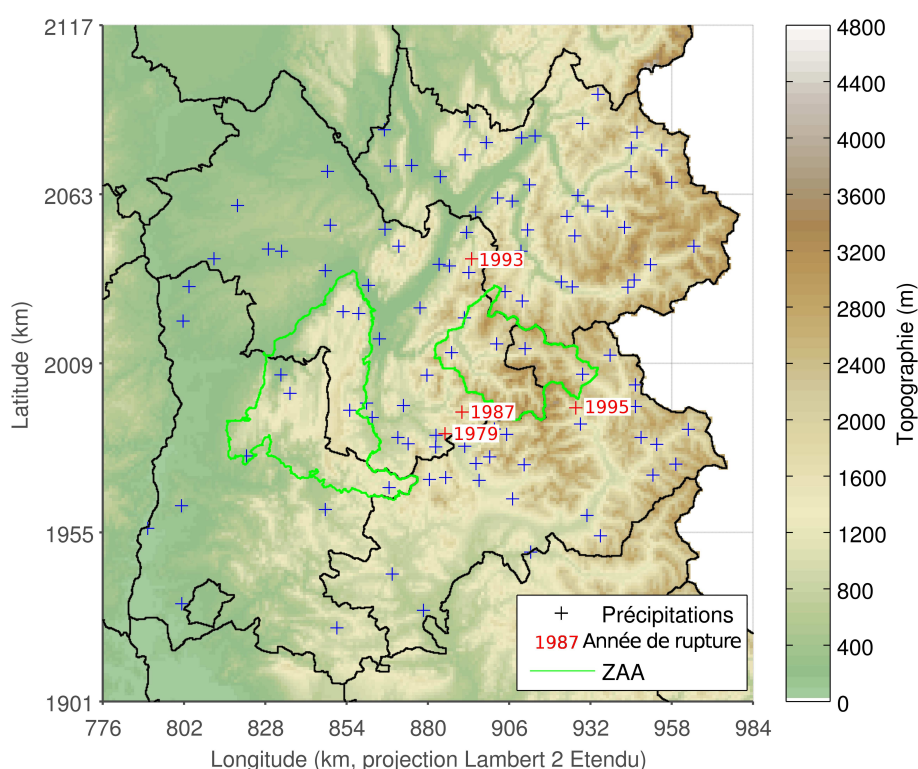


FIGURE 2.13 – Emplacement et année de ruptures dans les séries de précipitations alpines. Le réseau des stations sélectionnées initialement et identifiées comme présentant une rupture est indiqué.

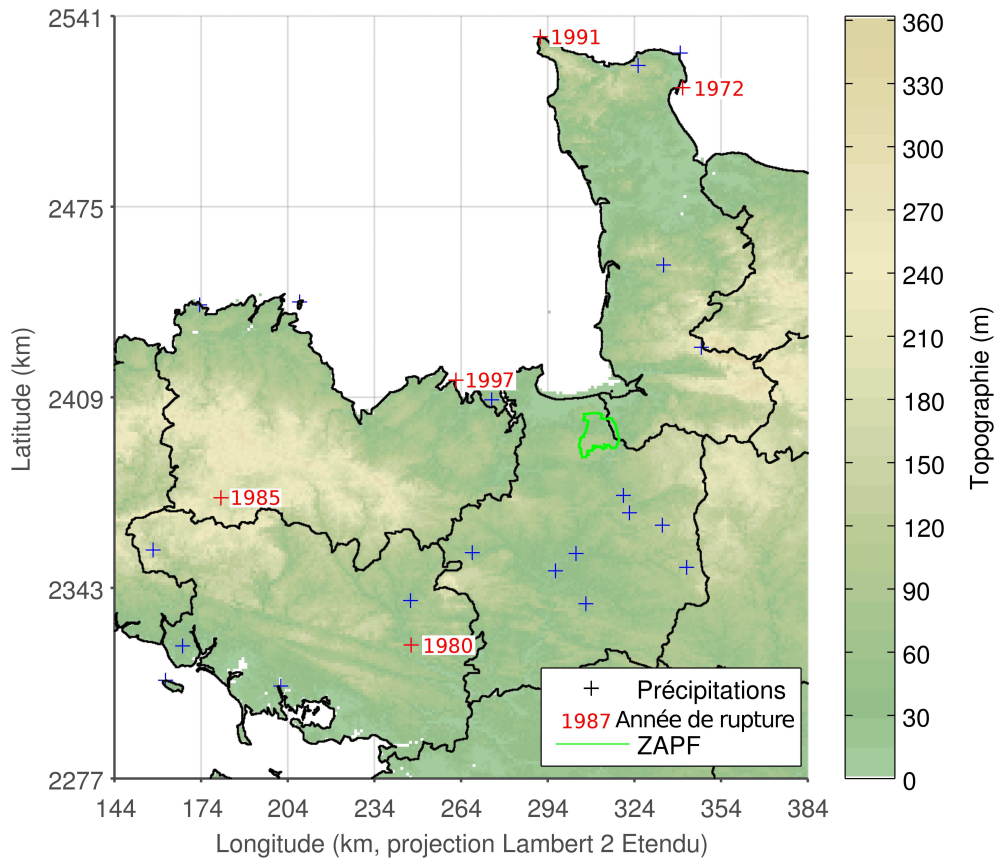


FIGURE 2.14 – Idem figure 2.13 pour l’Armorique.

### 2.2.3 Les modes de variabilité temporelle

La détection de ruptures dans les chroniques climatiques permet donc d’identifier les différentes sous-périodes temporelles entre lesquelles le signal a enregistré des changements statistiques (notamment en terme de moyenne). D’autres variations peuvent néanmoins aussi être identifiées. Dans la section suivante, on s’intéresse ainsi à la détection de changements de périodicité et d’amplitude du signal climatique. Afin de détecter ces différentes phases de variabilité pour chaque espace d’étude, les séries pluviothermiques interannuelles délinéarisées issues de la moyenne spatiale des données SAFRAN sont utilisées. Elles permettent d’analyser un indice régional des variables climatiques en éliminant les lacunes associées au réseau de stations Météo-France.

#### 2.2.3.1 La méthode de décomposition en ondelettes

La décomposition en ondelettes (DEO) est une méthode permettant de discrétiser un signal temporel en une association de signaux périodiques de différentes longueurs d’onde et d’amplitude (Torrence et Compo, 1998). On peut donc discriminer les différentes périodes pour lesquelles la variabilité du signal a changé

selon sa périodicité. Le principal avantage par rapport aux transformées de Fourier est de pouvoir détecter des signaux de variabilité non stationnaires (variations sur une période de temps variable), contrairement aux transformées de Fourier qui décomposent le signal avec une base variant sur toute la période de disponibilité des données. Les fonctions de bases des ondelettes tendent donc vers zéro à l'infini. Dans les cas d'étude climatique, la famille des ondelettes de Morlet est principalement utilisée (Torrence *et al.*, 1999). La base de Morlet présente la particularité de posséder plusieurs oscillations avec des valeurs positives et négatives. Une fois le signal décomposé, une étape de tests de significativité (choisie ici au seuil de 95 %) est réalisée afin de déterminer les différentes périodes temporelles pour lesquelles le signal a bien été identifié. Sachant que les séries analysées sont bornées dans un certain intervalle temporel et que tous les modes de variabilité sont testés, certaines fréquences ne pourront pas être analysées. Par exemple, un mode de 16 ans ne pourra être valide sur un intervalle de 50 ans car il ne sera pas représentatif.

### 2.2.3.2 Evolution temporelle des modes de variabilité

Les scalogrammes obtenus après analyse par DEO représentent les différentes périodes de variabilité du signal en fonction du temps (figures 2.15 et 2.16).

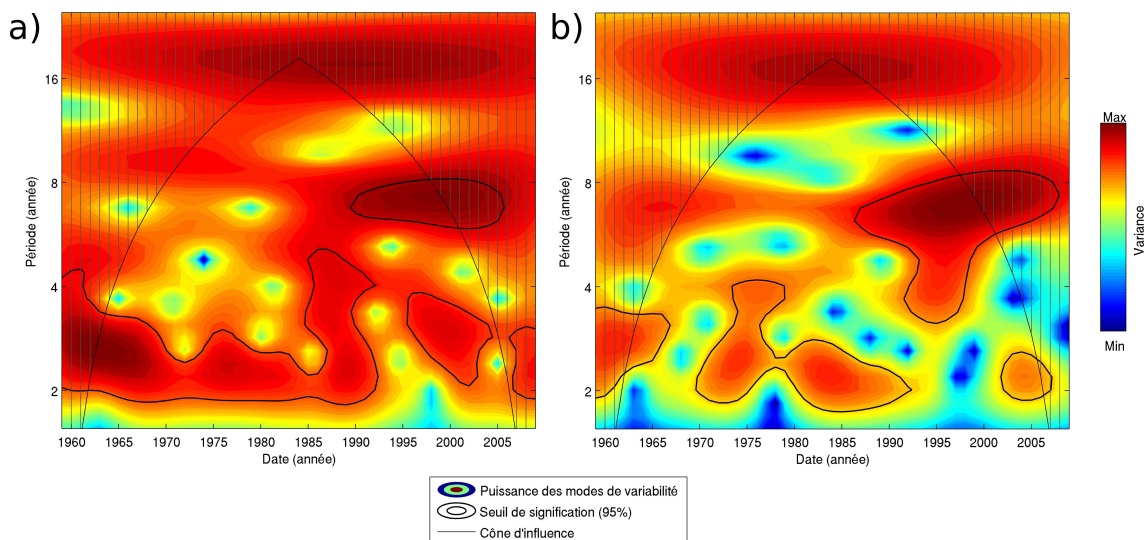


FIGURE 2.15 – Scalogramme des cumuls de précipitations annuelles sur les deux régions d'étude calculé à partir des données SAFRAN-France sur la période 1959-2009 : a) à partir de la série régionale calculée sur les Alpes ; b) à partir de celle de l'Armorique.

On observe pour les deux espaces d'étude des ressemblances au niveau du scalogramme des précipitations. En effet, sur la période 1959-1990, les précipitations ont

une périodicité de l'ordre de 2-4 ans, c'est-à-dire que l'alternance d'années sèches et humide se déroule tous les 2-4 ans. Après cette période, on voit apparaître un nouveau mode de variabilité avec plutôt une période de l'ordre de 6-8 ans. Pour les Alpes, la distinction entre les deux périodes est très claire tandis que pour la région Armorique, la première période n'est pas autant continue. On observe un troisième mode de variabilité de l'ordre de 16-32 ans présent dans les Alpes un peu plus tardivement (environ 5 ans) qu'en Armorique. Ce mode étant dans le cône d'influence (partie hachurée du graphique qui correspond à l'effet de bord statistique), il n'est normalement pas pris en compte dans les résultats. Mais on peut cependant considérer ce mode comme significatif étant donné qu'il est observé dans plusieurs études basées sur des séries chronologiques françaises plus longues (Fritier *et al.*, 2012). Cette variabilité est aussi détectée dans des pays voisins, comme en Belgique (De Jongh *et al.*, 2006) ou dans le sud de l'Allemagne (Markovic et Koch, 2005). Ces trois modes de variabilité présents dans les séries de précipitations sont caractéristiques de l'Oscillation Nord-Atlantique (Hurrell et Loon, 1997).

Pour les séries thermiques, on observe en Armorique une longue période (1959-1995) avec une périodicité de l'ordre de 4-8 ans. Deux périodes courtes (1959-1965 et 1990-2000) présentent un second mode périodique de l'ordre de 2-4 ans. Après l'année 2000, aucune nouvelle période n'est détectée régionalement par l'approche de type DEO. A l'échelle des Alpes, on retrouve les deux périodes courtes avec en plus les périodes suivantes : 1977-1988 et 2000-2010 (figure 2.16). Un mode de l'ordre de 6-8 ans est aussi identifié pendant les années 1975-1990.

Ces évolutions de variabilité temporelle sont importantes par rapport à leur impact sur les régions. Une alternance rapide d'années chaudes et froides n'aura pas les mêmes impacts qu'une alternance lente. Pour les précipitations, lorsque cette périodicité passe de 3 à 8 ans, cela signifie que l'alternance des années sèches et humides se fera en un temps plus long. L'impact sera alors conséquent, par exemple pour l'agriculture en terme de ressources hydriques. On peut considérer que sur une période de 8 ans, pendant 4 ans, les précipitations seront successivement faibles puis importantes sur le reste de la période. L'adaptation ne sera sûrement pas la même que dans le cas d'une périodicité de 3 ans avec une alternance d'années sèches et humides plus rapides.

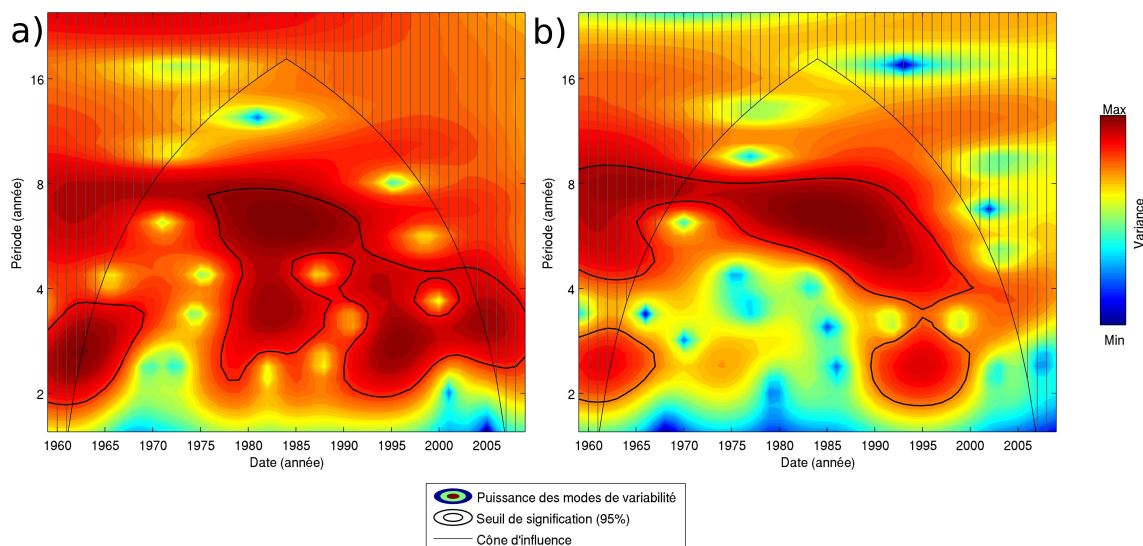


FIGURE 2.16 – Idem figure 2.15 mais pour les températures.

## Conclusion

Afin de pouvoir caractériser le climat des deux Zones Ateliers, une sélection de données est effectuée. Les deux principales variables climatiques, à savoir la température et les précipitations sont retenues et analysées par le biais de différentes méthodes statistiques. Les données proviennent de deux sources : le réseau national des stations de Météo-France ainsi que les réanalyses SAFRAN-France. Les séries issues des stations sont corrigées grâce à une méthode d'homogénéisation et servent par la suite à valider la précision des réanalyses. Ces dernières permettent d'avoir une vision générale de la climatologie sur les deux zones. La validation des réanalyses SAFRAN-France montre une certaine adéquation avec les données issues de stations météorologiques : néanmoins, une correction doit être appliquée par rapport à la topographie pour les données thermiques dans les Alpes, afin de tenir compte de l'influence de la résolution spatiale ( $8 \times 8 \text{ km}^2$ ).

L'Armorique est caractérisée par un climat océanique avec une variation saisonnière des températures assez faible et des précipitations marquées par une diminution importante en été. La variabilité spatiale est faible du fait de la topographie peu contrastée et de la proximité de l'océan. Dans les Alpes, la variation saisonnière des températures est plus importante alors que les précipitations montrent une alternance saisonnière avec des maximums en automne et au printemps. Spatialement, la température est marquée par la topographie contrastée et les précipitations montrent un gradient positif important du sud vers le nord.

Afin de caractériser la variabilité climatique interannuelle, une analyse sur les séries du réseau Météo-France est menée par le biais de plusieurs méthodes statis-

tiques. La détection d'homogénéités permet de déterminer deux périodes thermique-  
ment différentes entre 1959 et 2009. Sur cette période, une date charnière met en  
avant l'année 1987, date à laquelle l'augmentation de température est significative  
(de l'ordre de  $1^{\circ}\text{C}$ ). Les séries alpines montrent une plus grande variabilité des années  
de rupture qu'en Armorique. La température est plus influencée à l'échelle régionale  
en Armorique que dans les Alpes. Les effets locaux principalement dus à la topogra-  
phie alpine ne sont cependant pas négligeables et doivent être pris en compte pour  
l'étude climatologique des températures. Concernant les précipitations, aucune date  
n'est identifiée avec les tests utilisés et pour la période sélectionnée. Cependant, les  
précipitations sont marquées par une modification de la durée d'alternance d'années  
sèches et humides. On observe en effet une alternance des années sèches et humides  
de l'ordre de 2-4 ans avant les années 1990. L'alternance est plus marquée dans les  
Alpes qu'en Armorique. Après cette période, le mode de variabilité interannuelle  
change avec une période de l'ordre de 8 ans pour les deux zones. En Armorique, le  
climat intrannuel varie peu thermiquement au cours de l'année et on observe une  
alternance entre saison sèche (période estivale) et humide (saison hivernale). Dans  
les Alpes, les variations thermiques sont plus renforcées et les périodes humides se  
déroulent pendant les saisons printanière et automnale. On observe une augmenta-  
tion des températures de l'ordre de  $1^{\circ}\text{C}$  après l'année 1987 et un changement de  
l'alternance des années sèches et humides, passant de 2-4 ans à 8 ans après les années  
90.

Une fois les principales variations pluviothermiques identifiés, il convient de s'in-  
téresser à celles de la végétation pour pouvoir montrer l'influence potentielle du  
climat sur la dynamique végétale. Les variations saisonnières et interannuelles cli-  
matiques étant sensiblement différentes entre les deux régions, on peut s'attendre  
à des influences sur la végétation propres à chacune des régions. Il convient donc  
de s'intéresser dans un premier temps, aux variations environnementales liées à la  
végétation. Par la suite, l'étude de l'influence des variations climatiques sur l'envi-  
ronnement permet de reproduire les variations induites par le climat puis finalement,  
un essai de modélisation est réalisé sous contrainte de changement climatique.



# Chapitre 3

## La variabilité phénologique végétale en temps présent (1999-2010)

### Sommaire

---

<b>Introduction . . . . .</b>	<b>58</b>
<b>3.1 Les données phénologiques disponibles . . . . .</b>	<b>59</b>
3.1.1 Les données phénologiques issues du réseau de l'Observatoire des Saisons . . . . .	59
3.1.2 Les données phénologiques issues de la télédétection satellitaire . . . . .	62
<b>3.2 Les variations spatio-temporelles des phénostades . . . .</b>	<b>78</b>
3.2.1 Evolution interannuelle des stades de feuillaison et de sénescence . . . . .	78
3.2.2 Variabilité spatiale des phénostades obtenus par télédétection . . . . .	86
<b>Conclusion . . . . .</b>	<b>91</b>

---



# Introduction

La phénologie est définie comme l'étude d'événements naturels ou biologiques influencés par le climat. La phénologie végétale porte plus particulièrement sur des événements en rapport avec le développement saisonnier des plantes et des arbres (Schwartz, 1998). En milieux tempérés, les différents stades (phénophases) des végétaux sont visuellement faciles à identifier en fonction des saisons. Le printemps est associé à une reprise de la production végétale tandis que pendant l'automne, la production diminue jusqu'à son arrêt pendant l'hiver et cela, pour la plupart des végétaux. Les événements cycliques sont nombreux et différents en fonction des végétaux étudiés. L'apparition foliaire (feuillaison ou associée à l'étape de débourrement), les changements de couleurs des feuilles (la sénescence) ainsi que leur chute (début de la période de dormance) sont les étapes étudiées et surveillées pour la végétation caduque *i.e.* qui renouvelle son feuillage chaque année. D'autres phases sont aussi observées comme la floraison, la fructification ou encore la maturité des fruits (Aono et Kazui, 2008; Zhang *et al.*, 2014). Enfin, certains événements ont aussi une relation avec les cycles de végétation mais ne sont pas nécessairement directement observés sur les végétaux. Par exemple, les dates de vendange ou de récolte sont cycliques d'une année sur l'autre et ont aussi une corrélation certaine avec le climat (Jones et Davis, 2000; Chuine *et al.*, 2004; Estrella *et al.*, 2007; Zhang *et al.*, 2013). Les objectifs de toutes ces études phénologiques sont dans un premier temps d'identifier les différentes phases de développement de la végétation et ensuite, de pouvoir caractériser la dépendance de ces dernières vis-à-vis de leur environnement climatique et géographique (Schwartz, 1998). L'objectif final est de pouvoir modéliser ces relations bioclimatiques et donc de prévoir les calendriers ainsi que les avancements ou les retards de ces principales phénophases en fonction des scénarios et prévisions climatiques. A court terme (*i.e.* sur quelques années), on peut déterminer par exemple la précocité ou le retard dans le calendrier agricole, facteurs qui auront un impact sur les quantités ainsi que la qualité des récoltes (Chmielewski et Rötzer, 2001; Feng et Hu, 2004; Menzel *et al.*, 2006). Sur le long terme (*i.e.* sur quelques décennies), sachant que certaines phases du développement des plantes comme la fructification ou la maturation des fruits sont essentielles à la survie des plantes, les enjeux sont plus liés à l'étude de leur distribution spatio-temporelle dans le contexte des évolutions des écosystèmes et de la biodiversité régionale ou d'échelle supérieure (Morin et Chuine, 2005; Cleland *et al.*, 2007).

Dans ce chapitre, la phénologie est analysée par le biais de deux sources de données qui proviennent de mesures de terrain et de la télédétection. Les mesures de terrain sont issues du réseau « L'Observatoire des Saisons » (GDR CNRS 2968). Les données sont fournies sous la forme de séries temporelles de dates phénologiques pour certains stades (débourrement et début de sénescence) en fonction des espèces. Les

produits de télédétection proviennent à la fois des missions SPOT-VGT (Arnaud et Leroy, 1991) et MODIS (Masuoka *et al.*, 1998). Un traitement des données de l'indice de végétation NDVI (Normalized Difference Vegetation Index *i.e.* un indice foliaire) issu de la mission SPOT-VGT permet de déterminer les différents phénostades annuels pour plusieurs années et sur des pixels synthétisant les formations végétales (approche dite en symphénologie, mais que l'on appelle souvent phénologie par raccourci). Les produits MODIS sont quant à eux, déjà finalisés à l'aide d'une méthodologie différente et propre à l'organisme distributeur de ces produits satellitaires (Zhang *et al.*, 2003).

Dans un premier temps, la validation des produits de télédétection est déterminée par rapport aux données de terrain. Dans un second temps, les variations spatio-temporelles phénologiques sont présentées à une échelle annuelle pour les deux régions. On s'intéresse pour finir, à l'influence des variables géographiques sur ces dynamiques. Cette phase permet de déterminer les variables climatiques les plus discriminantes à retenir pour expliquer les variations phénologiques observées.

## **3.1 Les données phénologiques disponibles**

### **3.1.1 Les données phénologiques issues du réseau de l'Observatoire des Saisons**

Au niveau national, plusieurs réseaux ont été créés ces dernières années afin de pallier au manque de données phénologiques sur le long terme (Koch *et al.*, 2009). Un groupement de recherche « Systèmes d'Information Phénologique pour la Gestion et l'Etude des Changements Climatiques » (GDR CNRS 2968) a été mis en place afin de coordonner les différentes actions sur l'impact phénologique du changement climatique rassemblant plusieurs acteurs (Observatoire des Saisons, 2014). Parmi eux, l'ONF (Office National des Forêts) a mis en place dans les années 1990, le réseau RENECOFOR destiné à l'étude de la phénologie pour les peuplements forestiers. Le programme scientifique PhénoClim dirigé par le Centre de Recherche sur les Ecosystèmes d'Altitude (CREA) est aussi partenaire de l'Observatoire des Saisons et est le responsable des relevés phénologiques en altitude. Les relevés manuels sont effectués visuellement en suivant les protocoles établis par le réseau de collecte de données. Le code BBCH (Biologische Bundesanstalt, Bundessortenamt und Chemische Industrie; Zadoks *et al.* 1974), initialement mis au point pour le suivi phénologique des céréales mais généralisé par la suite à toutes les essences végétales, sert à identifier le pourcentage d'avancement des différents stades phénologiques. Cette référence permet de contrôler la définition des différents stades observés pour chacune des espèces dans les multiples réseaux. Dans les données sé-

lectionnées, deux stades sont présents : le débourrement et le début de sénescence. Les espèces végétales sélectionnées sont issues des peuplements d'arbres à feuilles caduques ou persistantes présents sur les zones d'études (figure 3.1).

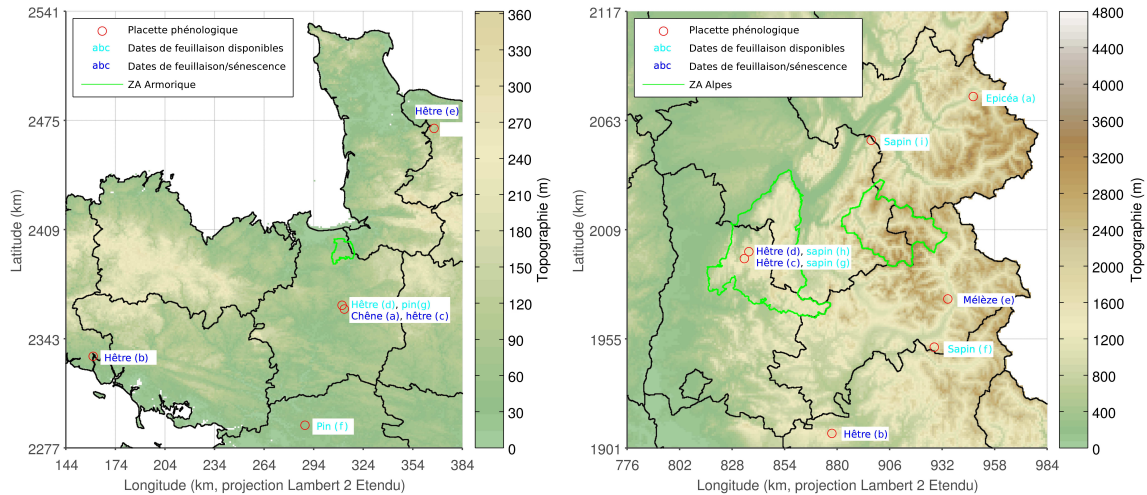


FIGURE 3.1 – Position des placettes phénologiques retenues, identification des espèces suivies et disponibilité des données issues du réseau de « L'Observatoire des Saisons » en Armorique (à gauche) et dans les Alpes (à droite).

Au total, seize espèces d'arbres sont présentes dans les données au niveau des deux régions. Le hêtre est l'espèce la plus suivie avec sept emplacements différents répartis de manière équitable entre les deux régions. Le sapin est exclusivement suivi dans les Alpes sur quatre parcelles différentes. On note aussi la présence d'une placette de mélèze et d'épicéa dans les Alpes (tableau 3.1). Deux autres espèces sont observées en Armorique : le pin ainsi que le chêne (tableau 3.2). Néanmoins, au total, seules sept placettes couvrent la région armoricaine et neuf placettes pour les Alpes. Aucune placette n'est suivie pour les départements Côte d'Armor, Manche et Morbihan (figure 3.1). De même, dans les Alpes, aucune placette n'est disponible pour une altitude inférieure à 1100 m, provoquant en conséquence un manque de données sur la partie occidentale des Alpes (tableau 3.1 et figure 3.1).

Etant donné que plusieurs individus sont suivis sur chacune des parcelles et afin de calculer des variations interannuelles significatives, les différentes mesures sont moyennées pour chaque année. Les observations étant réalisées *in situ*, elles souffrent de certaines lacunes en terme de continuité temporelle, et certaines séries ne sont pas constituées pour toutes les années. De plus, la précision des mesures est une faiblesse importante pour de telles observations sachant qu'elles sont réalisées de manière visuelle (Observatoire des Saisons, 2006). Pour chaque placette, les arbres au nombre minimum de trois sont visités au moins deux fois par semaine sur la période propice au phénostade et le jour est relevé lorsque le phénostade est observé.

Deux stades phénologiques sont disponibles sur les deux régions et sont analysés ici : le débourrement et le début de sénescence. Le débourrement est identifié au code BBCH 9 : le bout des premières feuilles dépasse l'extrémité des écailles du bourgeon (figure 3.2). Le début de sénescence correspond au numéro 93 selon le code BBCH : 30 % des feuilles du houppier ont viré de couleur ou sont tombées (figure 3.3).

Identifiant	Famille	Longitude (m)	Latitude (m)	Altitude (m)	Feuillaison (nombre d'années)	Sénescence (nombre d'années)
a	Epicéa	947397	2074863	1700	11	-
b	Hêtre	877402	1908228	1300	11	11
c	Hêtre	834053	1994692	1320	11	10
d	Hêtre	836294	1998126	1150	7	9
e	Mélèze	934805	1974728	1850	10	10
f	Sapin	928113	1950905	1360	10	-
g	Sapin	834053	1994692	1320	9	-
h	Sapin	836294	1998126	1150	9	-
i	Sapin	896871	2053223	1100	11	-

Tableau 3.1 – Caractéristiques géographiques des placettes de suivi phénologique situées dans les Alpes sur la période 1999-2009. Les coordonnées géographiques sont dans le système de projection Lambert 2 Etendu. Les stades phénologiques ne pouvant être mesurés sont représentés par le symbole "moins" (-).

Identifiant	Famille	Longitude (m)	Latitude (m)	Altitude (m)	Feuillaison (nombre d'années)	Sénescence (nombre d'années)
a	Chêne	312552	2360936	80	10	7
b	Hêtre	160520	2332380	50	3	3
c	Hêtre	312552	2360936	80	10	6
d	Hêtre	311176	2363238	80	5	-
e	Hêtre	366868	2470179	400	8	8
f	Pin	288741	2290677	38	11	-
g	Pin	311176	2363238	80	8	-

Tableau 3.2 – Idem tableau 3.1 pour l'Armorique.



FIGURE 3.2 – Extrait d'un guide d'identification visuelle pour le débourrement du frêne (figure issue du protocole de mesure du réseau PhénoClim ; CREA 2008).



FIGURE 3.3 – Idem figure 3.2 pour la sénescence du mélèze (figure issue du protocole de mesure du réseau PhénoClim ; CREA 2008).

### 3.1.2 Les données phénologiques issues de la télédétection satellitaire

La télédétection permet de déterminer les variations intra-saisonnières d'un indice radiométrique (souvent appelé indice néo-canaux) proche de l'indice de surface foliaire (Gamon *et al.*, 1995; Huete *et al.*, 2002; Wang *et al.*, 2005). L'indice de surface foliaire correspond au rapport de la surface des feuilles sur la surface de développement du végétal. Plus un indice foliaire est élevé, plus la surface de feuilles couvrant le végétal est importante. Cet indice varie continuellement au cours du temps. En théorie, le signal est minimal en hiver étant donné qu'il n'y a plus de masse foliaire sur les arbres. L'indice augmente au printemps (phase souvent appelée de « *green-up* ») jusqu'à sa saturation en début d'été. Puis à l'automne, le signal diminue sachant que les feuilles commencent à changer de couleur. Au début de l'hiver, le signal retrouve sa position minimale. En pratique, le signal radiométrique étant calculé à partir de bandes radiométriques dont une dans le domaine du visible, il est perturbé par d'autres objets environnementaux (nuages, ombres portées ou encore, la neige) et nécessite donc une étape de correction avant la phase de détermination des stades phénologiques.

En suivant la dynamique de l'indice de végétation, on peut extraire les différentes phases de développement de la végétation. Ces dernières sont identifiées par le biais des quatre principaux changements de pente du signal radiométrique se produisant au cours d'une année et se répétant d'une année sur l'autre (figure 3.4). Contrairement aux relevés de terrain qui ne portent que sur une seule espèce végétale via plusieurs individus présents au même endroit, la phénologie satellitaire est contrainte par la résolution des capteurs, à la mesure d'un signal issu de plusieurs individus végétaux souvent différents. Ce dernier est donc composé de plusieurs signaux provenant des types de végétation présents dans le pixel et qui sont susceptibles de montrer des variations phénologiques différentes, la synthèse obtenue donnant une symphénologie (section 3.2.1.1). Néanmoins, des méthodes statistiques peuvent être appliquées pour récupérer le signal propre de chaque espèce (Fisher *et al.*, 2006). Dans cette partie, il a été choisi de ne s'intéresser qu'au pixel contenant une certaine part d'espèce végétale ciblée (au moins 30% du pixel est constitué de forêt de feuillus ou de forêt mixte).

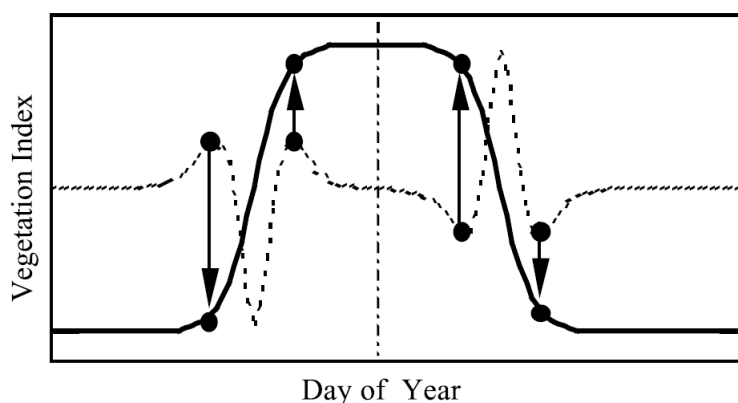


FIGURE 3.4 – Schéma méthodologique de détermination des principaux stades phénologiques par télédétection. L'indice de végétation sur une année est représenté en trait noir continu et sa dérivée troisième en pointillés. Les valeurs maximales de la dérivée troisième permettent de détecter les deux premiers stades (feuillaison et maturité) tandis que les valeurs minimales distinguent les deux derniers stades (sénescence et dormance). Figure issue de Zhang *et al.* (2006).

### 3.1.2.1 La mission SPOT-VEGETATION (lancée en 1999)

Le programme européen SPOT-VEGETATION (Arnaud et Leroy, 1991) fait l'acquisition de mesures satellitaires permettant d'étudier la répartition et l'activité végétale à partir de l'espace, depuis mars 1998 et avec une résolution de  $1 \times 1 \text{ km}^2$  (pour les données en accès gratuit!). Deux capteurs ont pour l'instant été installés : VEGETATION 1 sur la mission SPOT4 (1998-2003) et VEGETATION 2 sur

la mission SPOT5 (depuis 2002). Afin de continuer le programme VEGETATION, plusieurs programmations de satellite sont déjà prévues et permettront de constituer une constellation de satellite. Le satellite Proba-V (Huby *et al.*, 2010) a été lancé le 7 mai 2013 et le lancement du satellite Sentinel-3 est prévu pour 2015 (Panetti *et al.*, 2012).

Différents produits sont disponibles en fonction du prétraitement effectué sur les données (correction atmosphérique, détection de données aberrantes, ...). Les données brutes sont les réflectances spectrales pour différentes bandes spectrales, *i.e.* l'énergie solaire incidente réfléchi par la matière en fonction de la longueur d'onde. La végétation peut être différenciée par rapport aux autres occupations du sol (éléments aquatiques, minéraux, ...) par sa différence de réponse. Celle-ci est principalement visible pour deux bandes spectrales (rouge, entre 0,61 et 0,68  $\mu\text{m}$  et proche infrarouge, entre 0,79 et 0,89  $\mu\text{m}$ ). A partir de ces deux bandes, il est possible de calculer le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) permettant de suivre les différentes variations temporelles de la végétation (Kriegler *et al.*, 1969). D'autres indices permettent aussi de suivre l'évolution temporelle de l'activité photosynthétique de la végétation comme le VI (Vegetation Index) ou encore l'EVI (Enhanced Vegetation Index) (Huete, 1997). Le NDVI étant déterminé avec l'aide d'une bande spectrale se situant dans le domaine du visible, ce dernier est contaminé par différents éléments environnementaux (principalement les nuages, les ombres ou encore la neige). Si un de ces éléments est présent pendant l'acquisition des données, les valeurs de NDVI seront biaisées négativement. Afin de pallier à ces problèmes, le NDVI est dans un premier temps déterminé pour tous les jours, puis une sélection de la valeur maximale pour une période de 10 jours est effectuée. Cette technique, appelée MVC pour Maximum Value Composite, permet d'améliorer les valeurs de NDVI mais réduit énormément la précision temporelle des données. De plus, différents algorithmes basés sur des seuils de réponse spectrale pour les différentes bandes présentes sur le satellite permettent d'informer l'utilisateur des conditions environnementales de la mesure, et cela, pour chacun des pixels (Lisens *et al.*, 2000). Ces indices de qualité sont disponibles pour les données SPOT-VGT et sont utilisés afin de corriger les valeurs de NDVI supposées aberrantes.

## Correction des données de NDVI

Les méthodes de détection de dégradations du signal radiométrique ne sont pas parfaites puisqu'elles sont basées sur des seuils de réponse fixés empiriquement (Saunders et Kriebel, 1988; Simpson et Stitt, 1998; Lisens *et al.*, 2000). Cela n'écarte donc pas toutes les conditions d'enregistrement dégradées (figure 3.5). Dans le cas de pixels partiellement perturbés (enneigement faible ou nuage de faible taille), la

détection de dégradation risque de ne pas fonctionner correctement alors que la valeur finale de NDVI sera quand même biaisée (figure 3.5). Afin de corriger une série temporelle de NDVI, on utilise donc la chronique de l'indice de qualité du pixel considéré, ainsi que celle calculée à partir des pixels voisins. D'autres méthodes de correction existent (Roerink *et al.*, 2000; de Carvalho *et al.*, 2007) mais le choix d'une méthode basée sur les indices de qualité a été privilégiée ici.

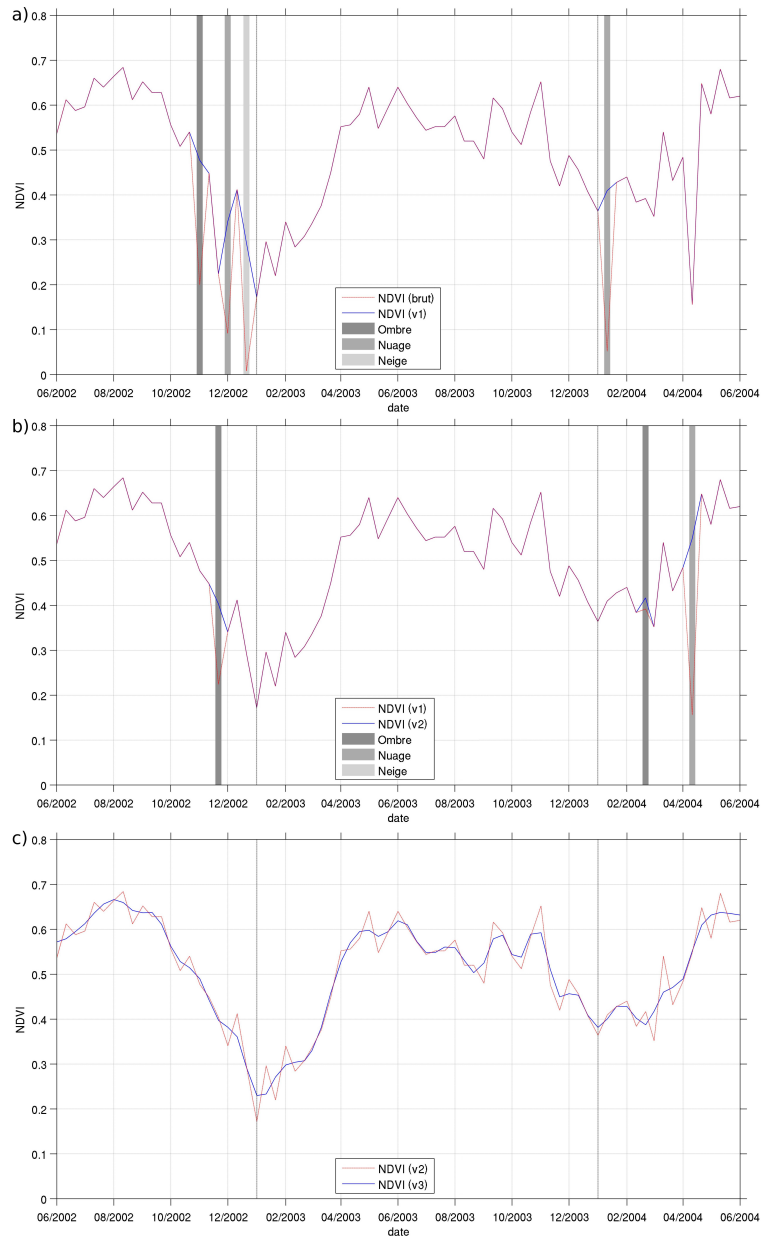


FIGURE 3.5 – Exemple des phases de correction d'une série temporelle de NDVI (un pixel de végétation clairsemée dans le Vercors pour l'année 2003) : a) correction du NDVI à partir de l'indice de qualité du pixel ; b) correction du NDVI à partir des indices de qualité des pixels voisins ; c) interpolation basée sur une décomposition en ondelette (suppression de la variabilité haute fréquence).



Trois étapes de correction des séries temporelles sont alors définies à l'aide de plusieurs informations. La première consiste à utiliser les indices de qualité du pixel, la seconde les indices de qualité des pixels voisins et la dernière est une simple méthode de lissage du signal. Dans un premier temps, les données de NDVI détectées comme aberrantes par l'indice de qualité sont corrigées par interpolation pondérée à partir des trois valeurs de NDVI présentes avant et après la période d'acquisition dégradée (soit six valeurs au maximum). La pondération est calculée par l'inverse de la distance entre les différentes dates, et cela, en ne prenant en compte que les valeurs identifiées comme étant non aberrantes (Jonsson et Eklundh, 2002). Les valeurs biaisées par les conditions environnementales sont tout simplement exclues de la pondération et n'entrent donc pas en compte pour la correction. Comme expliqué précédemment, les pixels partiellement dégradés ne sont pas détectés : une deuxième phase de correction a donc été mise en place en se basant sur les indices de qualité des pixels voisins au pixel considéré (Gafurov et Bárdossy, 2009). Dans le cas où un des pixels voisins est détecté comme aberrant pour une certaine date, une interpolation temporelle identique à celle présentée précédemment est appliquée. Dans le cas où la valeur de NDVI à corriger est réellement aberrante, l'interpolation permet de la corriger. Par contre, si la valeur est déjà correcte mais qu'un de ses voisins est identifié non valide, l'interpolation a alors un faible impact sur cette valeur, mais elle la modifie quand même (figure 3.5). Les pixels enneigés ne sont pas traités de la même manière puisque leur présence est essentiellement prépondérante pendant des périodes temporelles continues (début du printemps et fin de l'automne). Au sein de chaque pixel, les valeurs détectées comme enneigées sont remplacées par le premier centile de toutes les valeurs non aberrantes de NDVI ; le seuil est malheureusement fixé arbitrairement mais a été choisi afin de rendre compte des omissions possibles de conditions d'enneigement par l'algorithme de détection. Après ces deux étapes, le signal temporel de NDVI peut encore montrer des valeurs aberrantes : une dernière étape d'interpolation pour toute la série temporelle est donc effectuée. Cette étape est basée sur une décomposition en ondelette, son but étant de ne garder que les basses fréquences du signal et donc de retirer le bruit identifié comme la variabilité haute fréquence du signal (Lu *et al.*, 2007).

Finalement, on peut s'intéresser au pourcentage de correction des deux premières étapes afin de montrer l'importance des indices de qualité pour la correction de données (tableau 3.3). La dernière phase permet d'appliquer une correction faible par rapport aux deux premières étant donné qu'elle ne sert qu'à réduire le bruit des mesures. Régionalement, la première phase corrige 14 % des valeurs dans les Alpes et 5 % en Armorique. La deuxième phase est aussi utile étant donné qu'elle a contribué à la correction de 9 % des valeurs pour la région alpine et 6 % pour la région armoricaine. Dans les Alpes, la neige est le premier facteur de dégradation des mesures

de NDVI et impacte 9 % des valeurs. En Armorique, la détection des nuages ainsi que leur ombre permet de corriger au total 7 % des valeurs de NDVI.

Phases de correction	Variables	Alpes	Armorique
1. Pixel	Nuage	5,1	4,7
	Ombre	1,6	2,0
	Neige	7,1	0,6
	Total	11,3	4,8
2. Pixels voisins	Nuage	6,3	5,8
	Ombre	2,1	3,2
	Neige	4,2	0,5
	Total	8,8	5,6

Tableau 3.3 – Pourcentage moyen de correction des séries temporelles de NDVI (données SPOT-VGT) en fonction des deux premières phases de correction. Les pourcentages totaux ne prennent pas en compte l’information redondante des conditions environnementales (donc peuvent être inférieurs aux cumuls de pourcentage des trois variables environnementales).

Sur la figure 3.6, on observe que les pixels pour lesquels les fréquences de correction sont importantes ( $> 50\%$ ) sont situés principalement sur les zones de haute altitude, espaces où la neige est la plus fréquente. En Armorique, les zones comportant les séries les plus corrigées se situent majoritairement sur le littoral ainsi que sur les zones de relief (ouest et nord-est), mais les pourcentages de correction sont faibles par rapport aux espaces alpins (environ 20 % au maximum en Armorique contre 95 % au maximum dans les Alpes). Ces résultats permettent de montrer l’importance des indices de qualité ainsi que leur nécessité pour la correction des données. Pour la suite des traitements, les zones ayant un fort pourcentage de correction seront donc à analyser avec précaution.

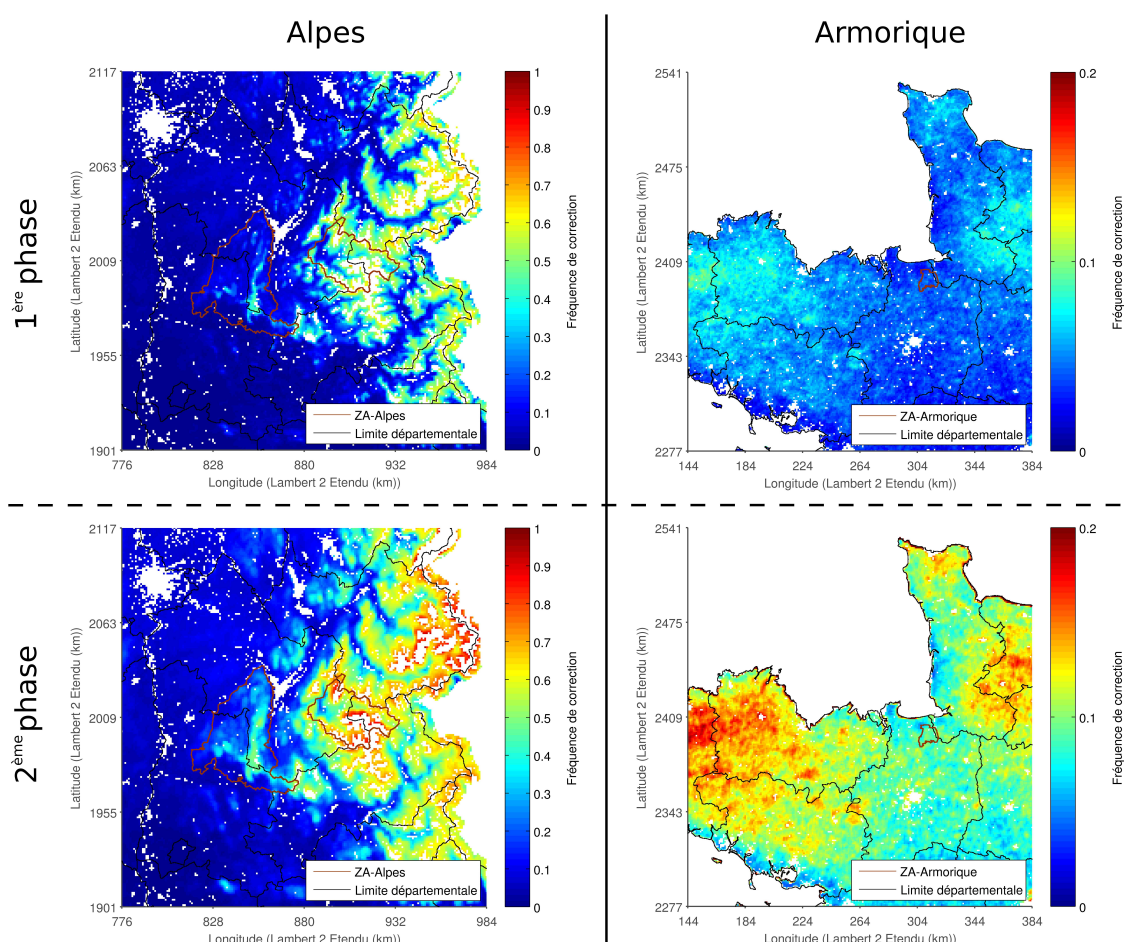


FIGURE 3.6 – Cartes de fréquence cumulée de correction appliquée aux valeurs de NDVI au cours des deux premières phases de correction pour les deux régions : Alpes à gauche et Armorique à droite calculées à partir des données SPOT-VGT sur la période 1998-2010.

## Détermination des principaux stades phénologiques

Après avoir déterminé des séries temporelles de NDVI dé-biaisées des parasites d'origine externe (ombrage et nébulosité notamment), on peut alors analyser la variabilité spécifique des principales dates phénologiques. Celles-ci sont extraites individuellement pour chacune des années et pour chacun des pixels à partir du signal du NDVI. Les phénophases observées ici sont au nombre de quatre et correspondent aux dates de foliation, de maturité, de sénescence et de dormance. La foliation correspond à la date de l'apparition des feuilles ou de la reprise végétale, phase qui est suivie de la maturité ou de la stabilisation de la productivité végétale. La sénescence signe le début de changement de couleur des feuilles jusqu'à la défoliation qui représente la perte totale des feuilles. Ces différents événements sont identifiés analytiquement par un changement de croissance de la courbe de NDVI (figure 3.7).

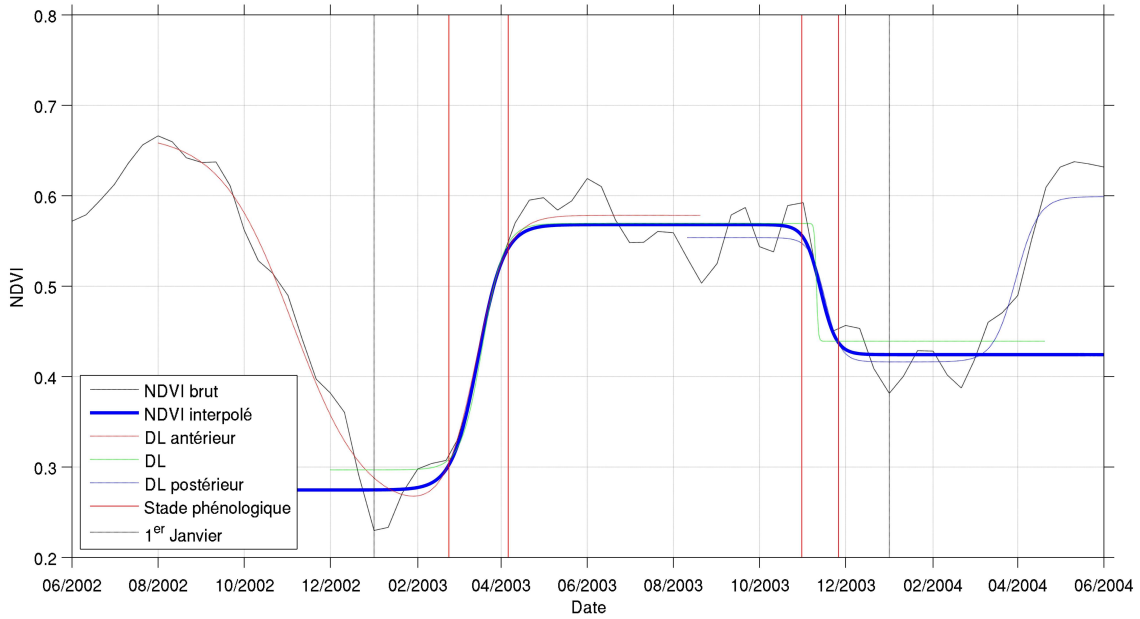


FIGURE 3.7 – Exemple de l’extraction des principales dates phénologiques sur une série temporelle de NDVI (un pixel de végétation clairsemée dans le Vercors durant l’année 2003). Le NDVI corrigé est symbolisé par une ligne noire continue. Les trois fonctions double logistique (notée DL) sont représentées par des lignes continues (rouge, verte et bleue) et la fonction double logistique finale est symbolisée par une courbe bleue épaisse. C’est à partir de cette dernière que les 4 dates phénologiques sont identifiées (lignes verticales rouges).

Le NDVI peut être représenté de manière simplifiée sur une année pour une végétation de type annuel par quatre périodes remarquables : une durant laquelle le signal augmente lors de la reprise végétale (printemps), une lorsqu’il diminue pendant la phase de sénescence (automne) et deux périodes enregistrant un signal relativement stable (hiver et été). Cette évolution annuelle est représentée analytiquement par une fonction double logistique construite à partir de l’assemblage de deux fonctions logistiques (équation 3.1). La fonction double logistique est caractérisée par deux asymptotes aux extrémités, une zone de pallier central encadrée par une phase de croissance et une autre de décroissance (courbe bleu figure 3.7). Sept paramètres caractérisent cette fonction : les deux valeurs asymptotiques ainsi qu’une valeur d’ajustement entre les deux parties de courbes, les coefficients directeurs des deux pentes ainsi que les dates des points d’inflexion. Cette fonction est actuellement une des meilleures candidates à l’interpolation de données de NDVI (Hird et McDermid, 2009).

$$VI_t = VI_{t_0} + \frac{k}{1 - \exp(-c * (t - p))} - \frac{k + VI_w - VI_{t_{max}}}{1 + \exp(-d * (t - q))} \quad (3.1)$$

avec :

- $VI$  la valeur du NDVI au temps  $t$ ,
- $VI_{t_{min}}$  la valeur de l'asymptote à gauche,
- $VI_{t_{max}}$  la valeur de l'asymptote à droite,
- $c$  et  $d$  les coefficients directeurs des pentes croissante et décroissante,
- $p$  et  $q$  les dates des points d'inflexion des pentes,
- $k$  un coefficient d'ajustement.

L'interpolation étant effectuée sur une année entière, elle représente mieux les périodes de croissance ainsi que la période centrale de l'année (mi-printemps jusqu'à mi-automne). En effet, étant donné que les bornes du domaine temporel sont fixées arbitrairement, les valeurs de NDVI à interpoler peuvent montrer une certaine variabilité aux bornes et donc, influencer les valeurs des asymptotes. Il est donc nécessaire de calculer trois interpolations pour une seule année (Jonsson et Eklundh, 2002). Une interpolation est effectuée sur l'année étudiée tandis que les deux autres sont calculées sur les 12 mois centrés sur le 1<sup>er</sup> janvier et le 31 décembre de l'année considérée. De cette façon, on interpole trois paliers différents qui montrent une certaine stabilité (un en été et les deux autres pour les hivers l'encadrant). Puis une interpolation finale est réalisée en utilisant les trois fonctions double logistique pondérées par l'inverse de la distance au centre de chaque pallier et ce, avec une fonction double logistique.

L'avantage de ces interpolations est de pouvoir interpoler les asymptotes de manière plus précise. En revanche, **dans le cas d'un signal de NDVI obtenu pour des zones agricoles avec plusieurs rotations de culture par an, cette méthodologie n'est pas fonctionnelle**. En effet, une étape permettant d'identifier la présence de plusieurs cycles est nécessaire afin de pouvoir déterminer par la suite, les stades phénologiques pour les différentes cultures. Une fois les différents paramètres de la fonction estimés, on s'intéresse à la détection des stades phénologiques symbolisés par les différentes ruptures de pente. Ces dernières sont déterminées par rapport à certaines valeurs de la dérivée troisième de la fonction (figure 3.7). Sur la pente positive correspondant au stade de la reprise végétale jusqu'à sa stabilisation, les deux valeurs maximales de la dérivée troisième sont définies comme le débourrement ainsi que la maturité. Sur la pente négative représentant les stades de décroissance, les deux valeurs minimales de la dérivée troisième correspondent aux dates de sénescence et de dormance.

Dans certains cas, l'algorithme d'interpolation peut ne pas converger, *i.e.* trouver les paramètres de la fonction permettant d'approcher au mieux la série temporelle,

ou alors, il peut converger avec des valeurs erronées. Dans certains cas, l'année des phénostades correspond à l'année antérieure ou postérieure au signal de NDVI analysé, ces valeurs sont donc exclues. Il est aussi possible de ne pas détecter tous les stades. Afin de détecter les stades manquants, on divise le signal annuel de NDVI en quatre. Ce signal est divisé à la fois selon les dates, par rapport à la date séparant le plateau estival en deux parts égales et à la fois selon les valeurs extrêmes du NDVI, par la valeur médiane. On obtient donc un signal séparé en quatre parties qui sont toutes identifiées par un stade phénologique différent. La première part correspond au débourrement avec des valeurs de NDVI et un nombre de jours depuis le premier janvier faibles. La deuxième correspond à la maturité avec des valeurs de NDVI élevées et des dates proches du premier janvier. La sénescence est identifiée par des valeurs de NDVI importantes et des dates éloignées du premier jour de l'année. La phase de dormance est identifiée par les valeurs de NDVI faibles et des dates proches de la fin d'année. Certains cas de détection des stades peuvent ne pas trouver de valeurs pour le stade recherché ; donc les valeurs de phénostades obtenues par télédétection dépendent à la fois des années, des lieux et des stades. Par conséquent, les valeurs erronées sont réparties de manière non-uniforme à la fois en terme de temps et d'espace pour chaque stade phénologique.

En Armorique, les valeurs manquantes sont surtout présentes dans le quart sud-est de la région (sud de l'Ille-et-Villaine) et sont représentatives de valeurs manquantes pour les stades de débourrement en premier lieu et de maturité en second lieu (figure 3.8). Le reste de la région est marqué par des données erronées pour le stade de la dormance. Dans les Alpes, les valeurs erronées sont principalement situées aux hautes altitudes (figure 3.9). Seul le stade de dormance présente de nombreuses valeurs manquantes dans la partie ouest/sud-ouest de la région (département de la Drôme). Cette répartition hétérogène de valeurs manquantes est assez problématique et nécessiterait une étude plus approfondie (non développée ici) afin d'améliorer les méthodes analytiques de détermination des stades phénologiques.

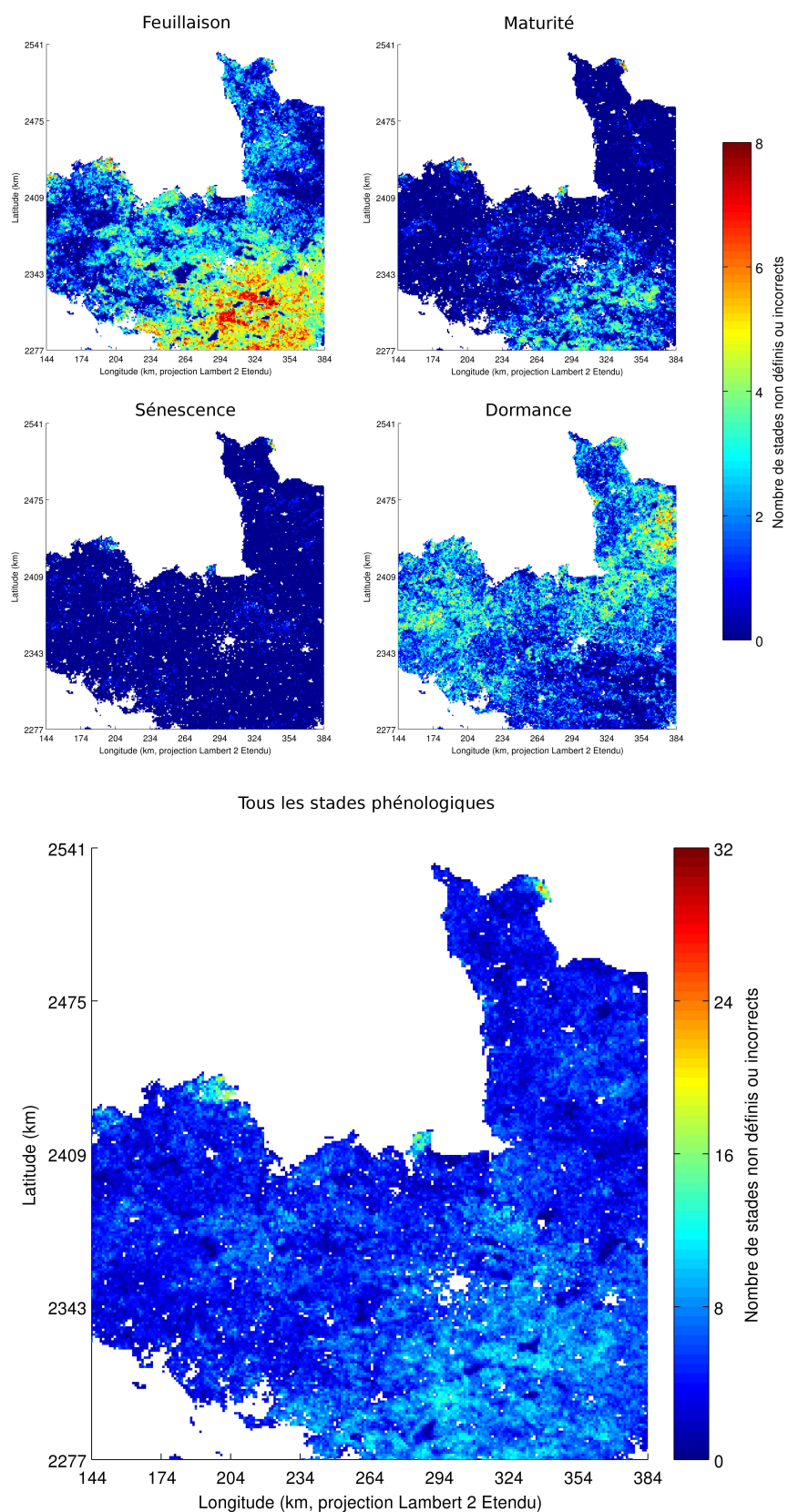


FIGURE 3.8 – Cartes des valeurs phénologiques aberrantes extraites de l’analyse temporelle du NDVI en Armorique pour les années 2001-2009. En haut, le total de valeurs manquantes est présenté pour chacun des 4 stades tandis qu’en bas, la carte résume le total des valeurs manquantes.



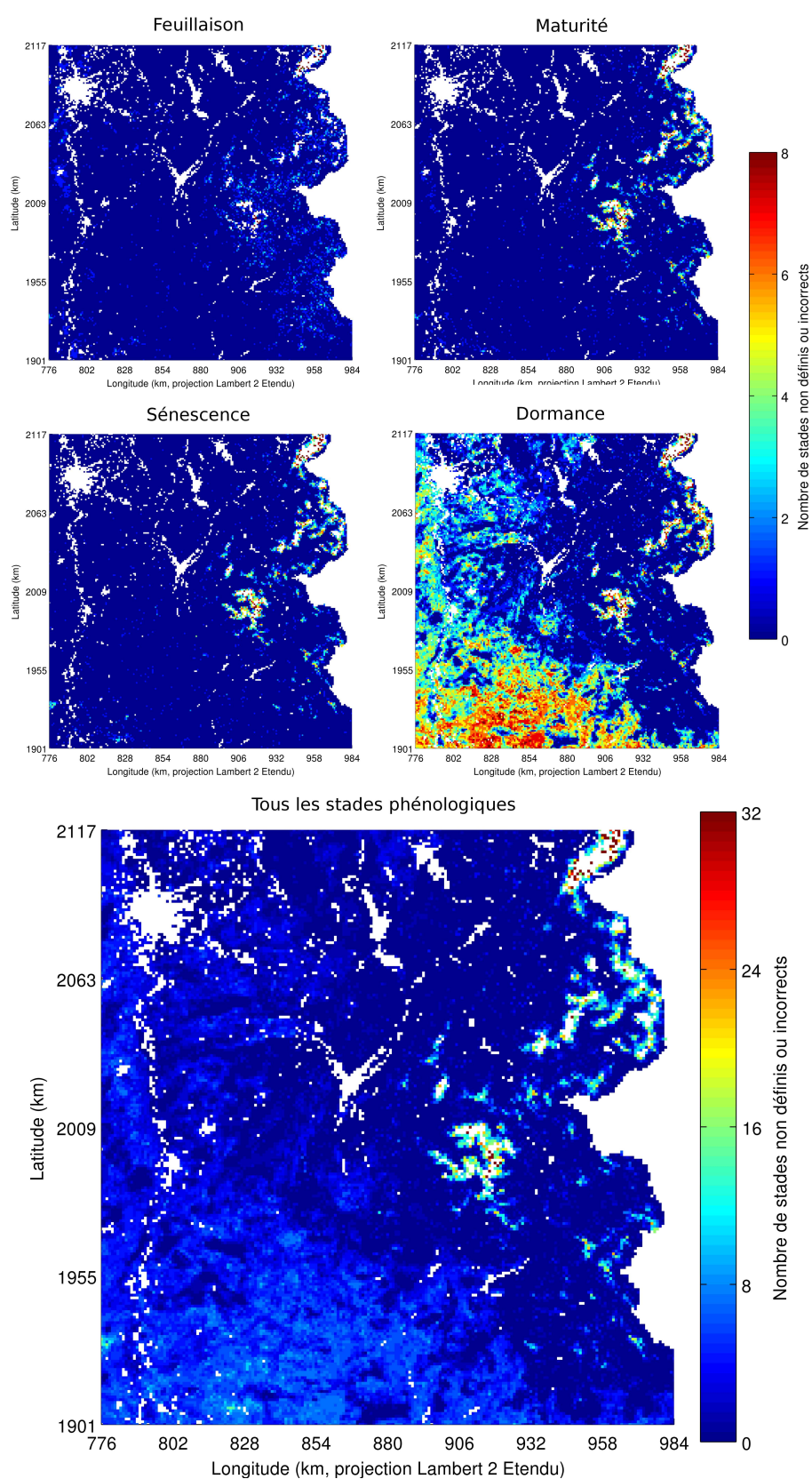


FIGURE 3.9 – Idem figure 3.8 pour les Alpes.



### 3.1.2.2 Les données phénologiques issues de la mission MODIS

Les données du satellite MODIS ont fait l'objet de nombreux travaux sur la détection de stades phénologiques (Zhang *et al.*, 2003; Leinenkugel *et al.*, 2013; Zeng et Jia, 2013). Les différents stades sont fournis dans les produits MCD12Q2 disponibles sur la base de données en ligne (<https://lpdaac.usgs.gov/>). Les données sont fournies avec une résolution spatiale de 500 m et la résolution temporelle des données traitées est de 8 jours. La technique employée pour déterminer les dates des phénophases est basée sur l'analyse de séries temporelles d'un indice de végétation, l'EVI (Enhanced Vegetation Index; Huete 1997). La correction des données prises dans des conditions enneigées est basé sur un remplacement des valeurs d'EVI pour certaines dates déterminées par rapport à une valeur seuil appliquée sur un indice d'enneigement (NDSI - Normal Difference Snow Index). La technique d'interpolation n'est pas la même car elle porte uniquement sur une seule fonction logistique calculée pour les différentes phases de croissance ou de décroissance du signal d'EVI (formule 3.2). L'inconvénient de l'utilisation d'une seule fonction logistique est de ne pouvoir capter qu'une partie du signal annuel de la végétation à la fois (soit la partie de croissance soit celle de la décroissance). En revanche, un des avantages notoires est de pouvoir caractériser la phénologie avec un ou plusieurs cycles de végétation (figure 3.10), ce qui est le cas de certaines surfaces agricoles qui peuvent présenter plusieurs rotations par années (Vannier, 2011).

$$VI_t = VI_{t_{max}} + \frac{k}{1 + \exp(-c * (t - p))} \quad (3.2)$$

Avec :

- $VI_t$  la valeur de l'indice de végétation au temps  $t$ ,
- $VI_{min}$  la valeur de l'asymptote minimale,
- $c$  le coefficient directeur de la pente,
- $p$  la date du point d'inflexion de la pente,
- $k$  un coefficient d'ajustement.

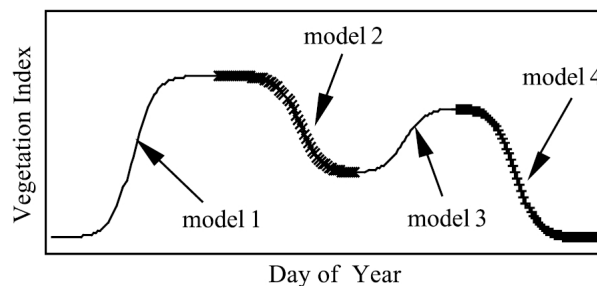


FIGURE 3.10 – Méthode d'interpolation des pentes du signal de NDVI (d'après Zhang *et al.*, 2006). Dans cet exemple, quatre modèles sont utilisés pour déterminer les stades phénologiques avec deux phases de croissance/décroissance par an.

### 3.1.2.3 Validation des données phénologiques issues de la télédétection satellitaire

Afin de pouvoir utiliser les données phénologiques obtenues par télédétection, une étape de validation est nécessaire. La détermination des erreurs est effectuée en comparant les données phénologiques issues des capteurs SPOT-VGT et MODIS à celles du réseau de l'Observatoire des Saisons (§3.1.1). La validation est déterminée au travers du calcul de biais, de l'erreur quadratique moyenne ainsi que du coefficient de corrélation. Pour chaque placette retenue, les données du stade à valider sont sélectionnées (feuillaison ou sénescence) pour calculer les trois indices de validation. Par la suite, on s'intéresse aussi à la moyenne et à leur écart-type calculés pour les deux régions. L'écart-type de ces indices est une information importante pour la validation de données ponctuelles spatialisées. En effet, si l'écart-type du biais est proche de zéro, cela signifie que tous les biais seront quasi-identiques et donc, que ce biais peut provenir du fait que la comparaison réalisée porte sur deux types de données avec des définitions potentiellement différentes. Dans notre cas, les observations sont faites visuellement par plusieurs individus et les données à valider proviennent de produits de télédétection. Il se peut donc que les changements de pente dans le signal du NDVI ne permettent pas d'observer les mêmes stades que les données du réseau d'observation.

Pour les deux produits satellitaires retenus, on observe des biais négatifs assez importants (de l'ordre de 1 mois avec une valeur proche de 3 mois). L'écart-type des biais est de l'ordre de 15 jours en moyenne et montre donc une variabilité importante entre les différentes placettes. Les produits issus de MODIS montrent des biais inférieurs (de l'ordre de 40 %) par rapport à SPOT pour la feuillaison dans les deux zones d'étude. Mais ces biais sont quatre à cinq fois supérieurs pour la sénescence. Du fait des biais importants (*i.e.* différents de zéro) et de même signe, les comparaisons entre le biais et le RMSE donnent des indications quasi-identiques. On observe des ressemblances entre les données MODIS et SPOT sauf pour la sénescence qui est mieux représentée par les données SPOT. En général, les coefficients de corrélation montrent des valeurs assez basses (0,4) avec un minimum pour la feuillaison en Armorique (0,07). Dans les Alpes, on note des coefficients de corrélation assez semblables entre SPOT et MODIS, de l'ordre de 0,5 pour la feuillaison avec une variabilité faible, alors qu'ils sont plus faibles pour la sénescence (0,3) et avec une plus grande variabilité. En Armorique, la corrélation est meilleure pour la sénescence que pour la feuillaison (0,5 contre 0,1). Au final, la détection de la feuillaison est autant biaisée pour les données MODIS que pour les données SPOT contrairement à la sénescence pour laquelle les résultats obtenus ici préconisent plutôt l'utilisation des données issues de SPOT que celles de MODIS.

Différents tests supplémentaires ont été menés. Ils portent sur la résolution spatiale des données MODIS et l'hétérogénéité d'occupation du sol au sein des différentes placettes suivies. Les données MODIS agrégées spatialement pour atteindre une résolution de 1 km (contre 500 m initialement) ne modifient pas les valeurs de validation de manière significative : on note un biais augmenté de 6 jours en Armorique et 4 jours dans les Alpes (tableaux B.1 et B.2). Dans les deux zones, des placettes de validation servent à l'enregistrement de données phénologiques à la fois sur des espèces à feuilles caduques et à feuilles persistantes. On peut donc chercher les espèces ayant le plus de vraisemblance avec les données satellitaires. Dans les Alpes, la comparaison est effectuée entre le hêtre et le sapin et cela, pour deux placettes différentes (figures A.1 et A.2). En Armorique, on peut comparer sur une même placette des hêtres et des pins (figure A.3). La comparaison montre une similitude plus importante entre les espèces à feuilles caduques et les données satellites par comparaison avec les espèces à feuilles persistantes et les données issues de la télédétection. On dispose aussi d'une placette permettant la comparaison entre deux espèces à feuilles caduques en Armorique (chêne et hêtre) et les données satellites. On observe sur cette dernière une similitude très importante entre les deux espèces pour le biais et le RMSE mais les coefficients de corrélation montrent une différence certaine, avec des valeurs de -0,4 pour SPOT et 0,2 pour MODIS (figure A.4).

Stade phénologique	Satellite	Biais (moyen et [écart-type], en jour)	RMSE (moyen et [écart-type], en jour)	Coeff. de corrélation (moyen et [écart-type], en jour)
Feuillaison	SPOT	-18,4 [9,1]	20,3 [9,32]	0,56 [0,19]
	MODIS	-13,7 [8,3]	17,8 [6,6]	0,51 [0,07]
Sénescence	SPOT	-2,1 [28,8]	27,4 [10,9]	0,33 [0,30]
	MODIS	-67,2 [7,3]	68,1 [7,3]	0,50 [0,41]

Tableau 3.4 – Validation des produits phénologiques issus de la télédétection dans les Alpes. Trois indices de comparaison (biais, RMSE et corrélation) sont présentés au travers de leur moyenne et de l'écart-type (entre crochet) calculés uniquement pour les placettes de feuillus.

Une limitation majeure de cette validation provient principalement du fait de la résolution spatiale des capteurs ainsi que de l'hétérogénéité spatiale de l'occupation du sol, de la possible différence entre les définitions analytiques des stades et surtout de la validité des données de terrain (observées à l'oeil nu !). La résolution spatiale des capteurs satellitaires utilisés ici est encore trop basse pour pouvoir suivre des peuplements de végétation identiques. Comme l'ont montré Busetto *et al.* (2010), en

Stade phé- nologique	Satellite	Biais (moyen et [écart-type], en jour)	RMSE (moyen et [écart-type], en jour)	Coeff. de corrélation (moyen et [écart-type], en jour)
Feuillaison	SPOT	-35,3 [17,8]	46,3 [24,0]	0,07 [0,40]
	MODIS	-30,8 [11,6]	36,1 [13,6]	0,12 [0,38]
Sénescence	SPOT	-24,5 [14,1]	49,2 [21,9]	0,61 [0,25]
	MODIS	-105,4 [26,6]	106,4 [26,5]	0,45 [0,09]

Tableau 3.5 – Idem tableau 3.5 pour l’Armorique.

utilisant les données de NDVI du capteur MODIS (250 m à 16 jours d’intervalle) dans les Alpes italiennes en s’intéressant aux forêts de mélèzes, les résultats de validation sont bien meilleurs que ceux présentés ici (4 jours de biais pour le débourrement et 6 jours pour la sénescence). Néanmoins, dans cet article, les auteurs cherchent à déterminer la meilleure paire de candidats entre différents stades phénologiques et différentes métriques calculées à partir des données de télédétection, contrairement à cette thèse où les données d’observation sont imposées et une seule métrique satellitaire est choisie. En effet dans leurs travaux, le stade observé correspondant le plus aux données de télédétection n’est pas le même que celui utilisé dans cette thèse et correspond à un stade plus précoce ici. De plus, le stade satellitaire correspondant le mieux aux données d’observation est celui situé au niveau du point d’inflexion de la fonction double logistique. Ceci permet donc d’expliquer en partie, l’importante erreur entre les données d’observation et celles de télédétection présentée dans ce chapitre. De plus, sur le tableau 3.6, on peut observer qu’en prenant la médiane des dates phénologiques de croissance (ou de décroissance) obtenues par télédétection, la différence avec les données de terrain est plus faible et permet de conclure que les points d’inflexion sont de meilleures candidats analytiques pour déterminer les stades phénologiques du débourrement et de la dormance. La différence de résultats pourrait provenir aussi d’autres facteurs entre les deux études : la correction des données NDVI, le nombre d’observations de terrain disponible, la sélection d’une espèce végétale caduque en particulier (mélèze). Dans notre cas, les placettes phénologiques sont situées dans des espaces avec un mélange des types d’occupations du sol. Dans les Alpes, l’occupation du sol la plus présente sur les pixels de validation représente 40 % du mélange alors qu’en Armorique, elle n’est seulement que de 30 %. Les stades phénologiques définis par satellite correspondent aux dates de rupture de la pente observée sur un indice de végétation symbolisant une phénologie simplifiée (pour une formation végétale intégrée spatialement). Cette définition peut être aussi une cause de la différence avec les stades observés sur le terrain.

Les données issues de SPOT-VGT sur les forêts de feuillus et forêts mixtes seront utilisées par la suite. En effet, à partir des résultats obtenus ci-dessus, les données SPOT-VGT montrent un ensemble d'indices de validation approximativement égaux (dans le cas du débourrement) mais plus faibles (dans le cas de la sénescence) à ceux obtenus avec les données MODIS. De plus, les forêts de feuillus montrent une meilleure reproductibilité entre leur variabilité observée sur le terrain et par télédétection par rapport aux conifères. Par la suite, la variabilité spatio-temporelle des données issues du réseau de « L'Observatoire des Saisons » et du traitement des données SPOT-VGT est présentée.

## **3.2 Les variations spatio-temporelles des phénos- tades**

### **3.2.1 Evolution interannuelle des stades de feuillaison et de sénescence**

#### **3.2.1.1 Dans le réseau de l'Observatoire des Saisons**

D'après les analyses effectuées dans les Alpes, les dates de débourrement se situent entre le 100<sup>e</sup> et le 180<sup>e</sup> jour de l'année (respectivement début avril et fin juin; figure 3.11). En moyenne, on observe une différence de débourrement entre les individus de la famille des sapins qui sont plus tardifs que les autres espèces (hêtre, épicéa et mélèze; tableau B.3). En observant l'évolution temporelle des dates de débourrement, on note une certaine corrélation entre toutes les séries. Cette dynamique identique pourrait être due à un facteur d'influence de type régional, *i.e.* un indice quasi-régional de retard ou d'avancement du débourrement. Certaines années apparaissent comme anormalement précoces (2003 et 2007) ou tardives (2004, 2006, 2008).

Au vue des conditions pluviothermiques sur la période temporelle étudiée, il apparaît que la température au cours des saisons précédant les stades est le facteur ayant le plus d'influence sur la précocité ou le retard de ces derniers. En effet, les années précoces montrent des anomalies positives de température par rapport à la période de référence définie précédemment. Tandis que lors des années tardives, on observe des températures anormalement faibles par rapport à la période 1988-2009. La température apparaît comme l'un des principaux facteurs d'influence sur la phénologie (Menzel *et al.*, 2006; Estrella *et al.*, 2007; Pellerin *et al.*, 2012). Ces indications sont en accord avec les travaux sur ce sujet (cf. résultats et bibliographie qui seront plus détaillés dans le chapitre suivant au sujet de la modélisation phénologique).

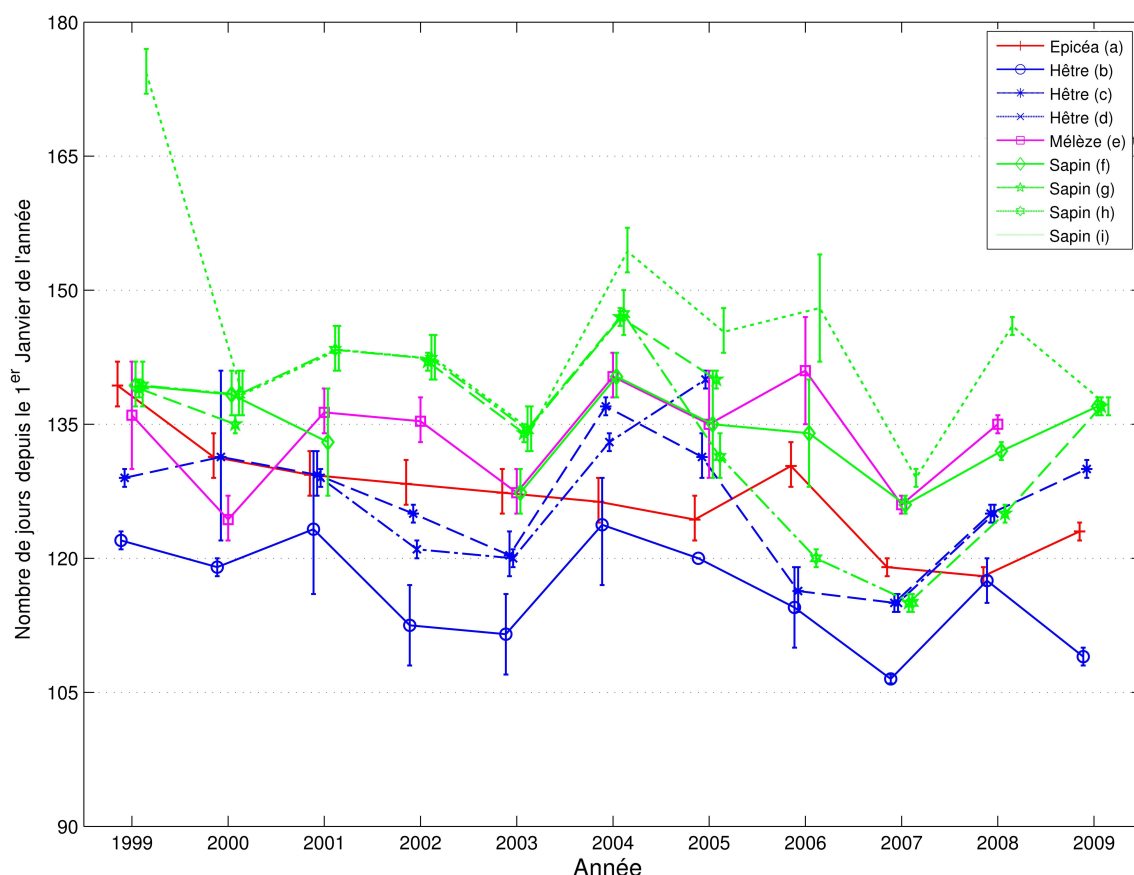


FIGURE 3.11 – Evolution temporelle des dates de feuillaison dans les Alpes sur la période 1999-2009 à partir de données écologiques issues de neuf placettes d'observation (données issues du réseau de l'Observatoire des Saisons). Les traits verticaux correspondent à la variabilité des mesures pour chaque placette.

La phase de sénescence est caractérisée dans les Alpes par une amplitude temporelle plus faible que le débourrement. Les dates de sénescence commencent en moyenne le 225<sup>e</sup> jour de l'année et finissent le 290<sup>e</sup> jour (de mi-août à mi-octobre ; figure 3.12). En moyenne, les hêtres situés les plus au sud (placette b) perdent leurs feuilles plus tardivement que les espèces situées au nord (placettes c et d ; tableau 3.1). On observe une variation interannuelle des dates de sénescence assez faible pour le mélèze par rapport aux hêtres. L'année 2003 caractérise une précocité assez importante en termes de sénescence pour les placettes de hêtres situées dans le Vercors (c et d) avec un décalage de l'ordre de deux mois par rapport aux autres années. D'autres cas paraissent atypiques : par exemple 2006 pour la placette la plus au sud (hêtre b), où la sénescence est anormalement précoce. L'année 2003 est caractérisée climatiquement par des températures extrêmement chaudes et une pluviométrie faible pour les mois de mars à septembre, signes d'une sécheresse importante (Leuzinger *et al.*, 2005; Rebetez *et al.*, 2006). Néanmoins, seules les placettes situées dans le Vercors ont subi une modification de leur calendrier phénologique, contrairement aux autres individus.

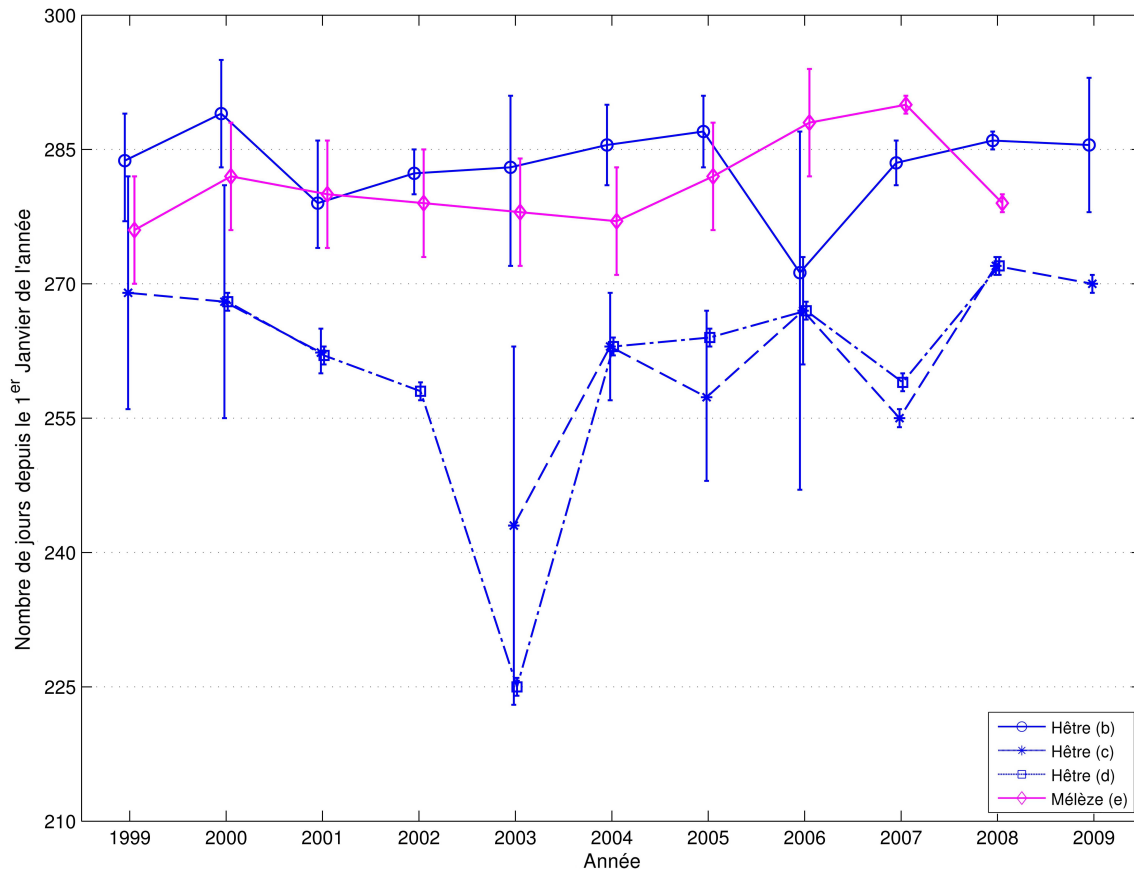


FIGURE 3.12 – Idem figure 3.11 pour la sénescence.

En Armorique, les dates de débourrement sont étalées sur la période allant du 80<sup>e</sup> jour au 140<sup>e</sup> jour (fin mars à fin mai ; 3.13). La feuillaison des espèces à feuilles persistantes (principalement le pin) est plus tardive par rapport à celle des espèces à feuilles caduques (chênes et hêtres) d'environ 20 jours (tableau 3.6). Les séries temporelles comportent plusieurs lacunes selon les différentes placettes. Par exemple, l'année 2005 n'est renseignée que pour une seule placette de pin. Trois séries sont presque complètes : le chêne (a) ainsi que le hêtre (c) pour lesquels il manque seulement l'année 2005 ainsi que le pin (f) complet sur la période 1999-2009. Les corrélations entre les différentes séries temporelles apparaissent plus faibles que dans la région alpine. Les années précoces, en fonction des espèces végétales, sont 1999 pour le chêne (a), 2003 pour le pin (g) et 2009 pour le pin (f). L'année pour laquelle le débourrement est en retard est 2006 pour le chêne (a), le hêtre (c) et le pin (f). Les conditions thermiques sont comme pour les Alpes, le facteur principal de ces variations. Les années 1999 et 2003 montrent des températures saisonnières anormalement élevées pour le printemps (figure 4.2). Néanmoins, l'année 2009 est caractérisée par des températures normales au printemps et froides en hiver. Concernant l'année 2006 qui est tardive sur le plan phénologique, on note des températures froides en hiver ainsi qu'au printemps.



FIGURE 3.13 – Idem figure 3.11 pour l'Armorique.

Les données sur la sénescence sont assez incomplètes en Armorique. Comme dans les Alpes, quatre placettes sont suivies mais la série la plus longue est seulement constituée de six années consécutives d'enregistrement. Les séries de chênes (a) et de hêtres (c) sont constituées par trois périodes de deux années (2000-2001, 2003-2004, 2006-2007). La dernière série (hêtre b) est complète sur la période 2007-2009. Malgré des lacunes importantes dans les séries de données, la sénescence semble commencer le 260<sup>e</sup> jour de l'année (mi-août) et finir le 330<sup>e</sup> jour (début novembre ; figure 3.14). On note aussi une distinction entre les espèces installées sur les placettes du littoral (b et e) qui montrent une précocité par rapport à celles situées dans les terres (placettes "a" et "d" de hêtres et de chênes). Néanmoins, les nombreuses lacunes de mesure rendent toute interprétation difficile.

Au final, certaines ressemblances et différences entre les deux espaces d'étude sont à noter. Le débourrement est plus précoce de 18 jours en moyenne pour les espaces de plaine littoral de l'ouest de la France par rapport à l'espace montagnard alpin. On note aussi une différence identique entre les espèces à feuilles caduques plus précoces de 18 jours par rapport à celles à feuilles persistantes. La sénescence est caractérisée en moyenne à partir de l'échantillon étudié, par une précocité de 24 jours dans les Alpes par rapport à celle mesurée en Armorique. Certaines années paraissent soit



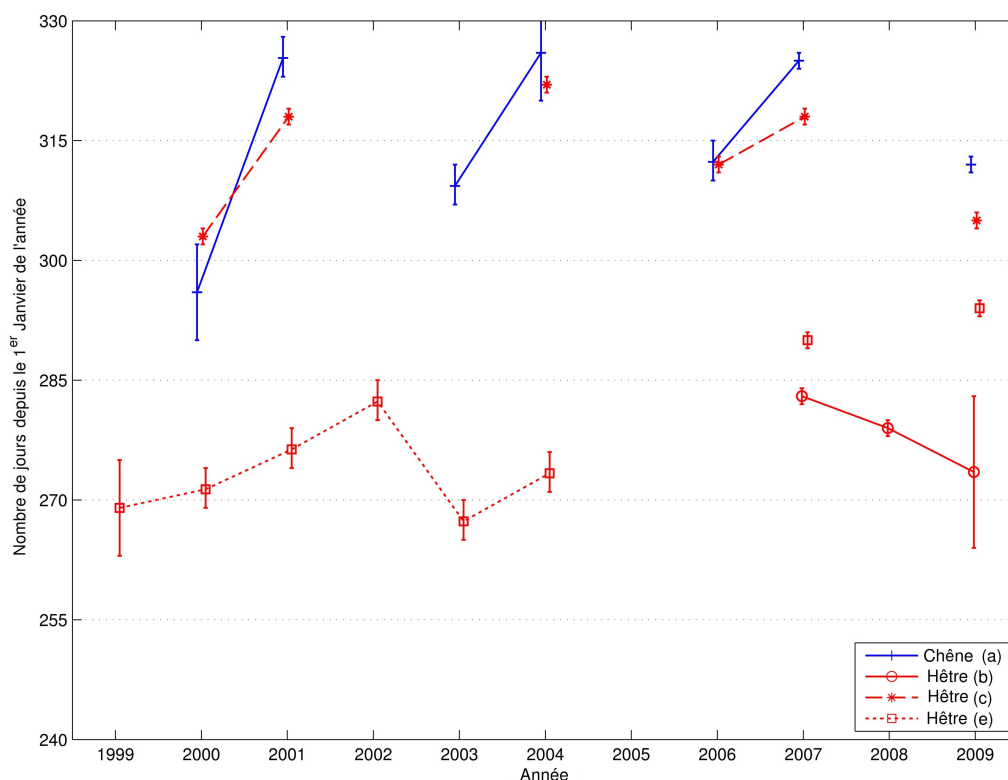


FIGURE 3.14 – Idem figure 3.11 pour la sénescence en Armorique.

anormalement tardives soit anormalement précoces pour les deux zones d'études. L'année 2003 se caractérise par la précocité pour les deux espaces d'étude et 2006 pour la tardivité : ces deux années forment donc des cas d'étude particulièrement intéressants. Elles montrent une variabilité anormale par rapport aux autres années étudiées et sont d'autant plus utiles pour la calibration et la validation des modèles statistiques développés par la suite (cf. chapitre 4). Mais les distinctions entre les anomalies temporelles des phénostades n'apparaissant pas clairement pour toutes les espèces, l'obtention de données régionalisées paraît alors nécessaire. Grâce à la télédétection, l'analyse de séries temporelles d'indice de végétation est une possibilité pour arriver à décrire les différentes phénophases sur des échelles spatiales plus étendues à l'échelle d'une formation végétale.

### 3.2.1.2 Au travers de la télédétection

Les données issues du réseau de l'Observatoire des Saisons présentent principalement les dates phénologiques pour des espèces végétales de type feuillu ou conifère. L'étape de validation permet d'affirmer que la phénologie chez les espèces à feuilles caduques peut être mieux suivie que celle des espèces à feuilles persistantes. En conséquence, les types d'occupation du sol qui sont retenus pour la suite des analyses sont ceux regroupant les forêts de types feuillus ou les forêts mixtes (feuillus et conifères). Comme vu au chapitre 1, l'occupation du sol perçue au travers de la

base de données Corine Land Cover agrégée à une résolution de 1 km, implique un mélange de différentes occupations du sol. Sachant que les produits validés préalablement dans ce chapitre montrent des données assez biaisées par rapport aux mesures de terrain et que les parcelles de validation sont situées dans des espaces où le mélange de formation est assez important, il est choisi de ne s'intéresser qu'aux pixels contenant au moins 60 % d'un type d'occupation du sol (souvent appelés « mixels ») sélectionné. Ce seuil retire des pixels présentant un mélange élevé de différentes occupations du sol. Néanmoins, il permet aussi de sélectionner au moins 50 % des pixels appartenant aux types de forêts choisis. La superficie de cette sélection de données couvre environ 7500 km<sup>2</sup> dans les Alpes (20 % de la surface régionale) et 700 km<sup>2</sup> en Armorique (2 % de la surface régionale). Dans les Alpes, l'étendue de l'altitude couverte correspond à l'intervalle compris entre 30 et 2400 mètres sachant que les forêts de feuillus se situent en moyenne vers 700 mètres et les forêts mixtes aux alentours de 1300 mètres. En Armorique, la plage d'altitude varie de 4 à 300 mètres avec une même répartition pour les deux types de forêts.

D'après les analyses effectuées ici, dans les Alpes, la variabilité interannuelle et intra-annuelle est faible par rapport au calendrier armoricain. La phase de croissance (feuillaison et maturité) est étendue entre mars et juin tandis que la phase de décoloration et de perte des feuilles se situe entre août et décembre (figure 3.15). L'amplitude des stades phénologiques est assez constante au cours du temps. La maturité montre la plus faible amplitude (1 mois) alors que pour les autres stades, sa valeur est doublée. On note aussi la présence d'une période de deux mois (juin-juillet) durant laquelle les stades phénologiques analysés ici sont absents. En Armorique, bien que l'amplitude saisonnière soit plus importante, on observe des phénomènes similaires. Les stades de feuillaison et de maturité qui s'étendent respectivement entre les mois de janvier-avril et mars-juin, montrent une amplitude plus courte que les deux derniers stades observés (figure 3.16). La sénescence et la dormance sont caractérisées par une amplitude de plusieurs mois (trois à cinq mois pour la sénescence et deux à cinq mois pour la dormance).

En comparant les calendriers phénologiques obtenus par observation et par télédétection, certaines observations peuvent être faites. La feuillaison est plus précoce dans les Alpes qu'en Armorique en fonction des données d'observation, alors que par le biais des données de télédétection, l'inverse est apparent. Cette observation est aussi vraie pour l'amplitude moyenne de la feuillaison. Concernant la sénescence, on observe un retard dans les Alpes tant pour les données d'observation que pour celle de télédétection. Néanmoins, l'amplitude de cette dernière phase observée en Armorique est inférieure par rapport à celle des Alpes alors que les données de télédétection montrent l'inverse.

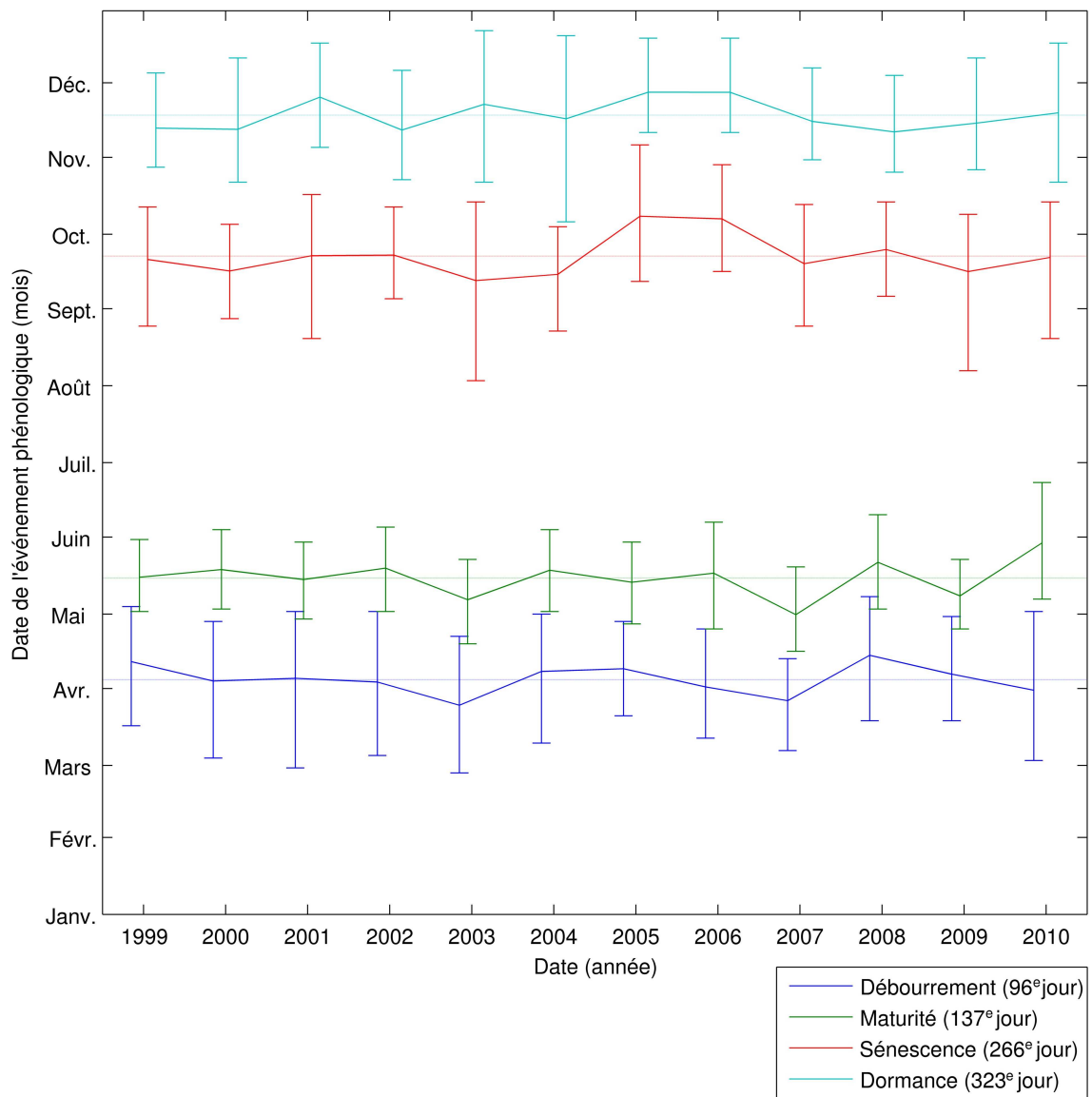


FIGURE 3.15 – Calendrier phénologique dans les Alpes pour les années 1999 à 2010 obtenu par le traitement des données SPOT-VGT. Les écarts de part et d'autre des courbes représentent le premier et le dernier quartile des dates de l'événement phénologique pour chacune des années et pour chacun des stades.

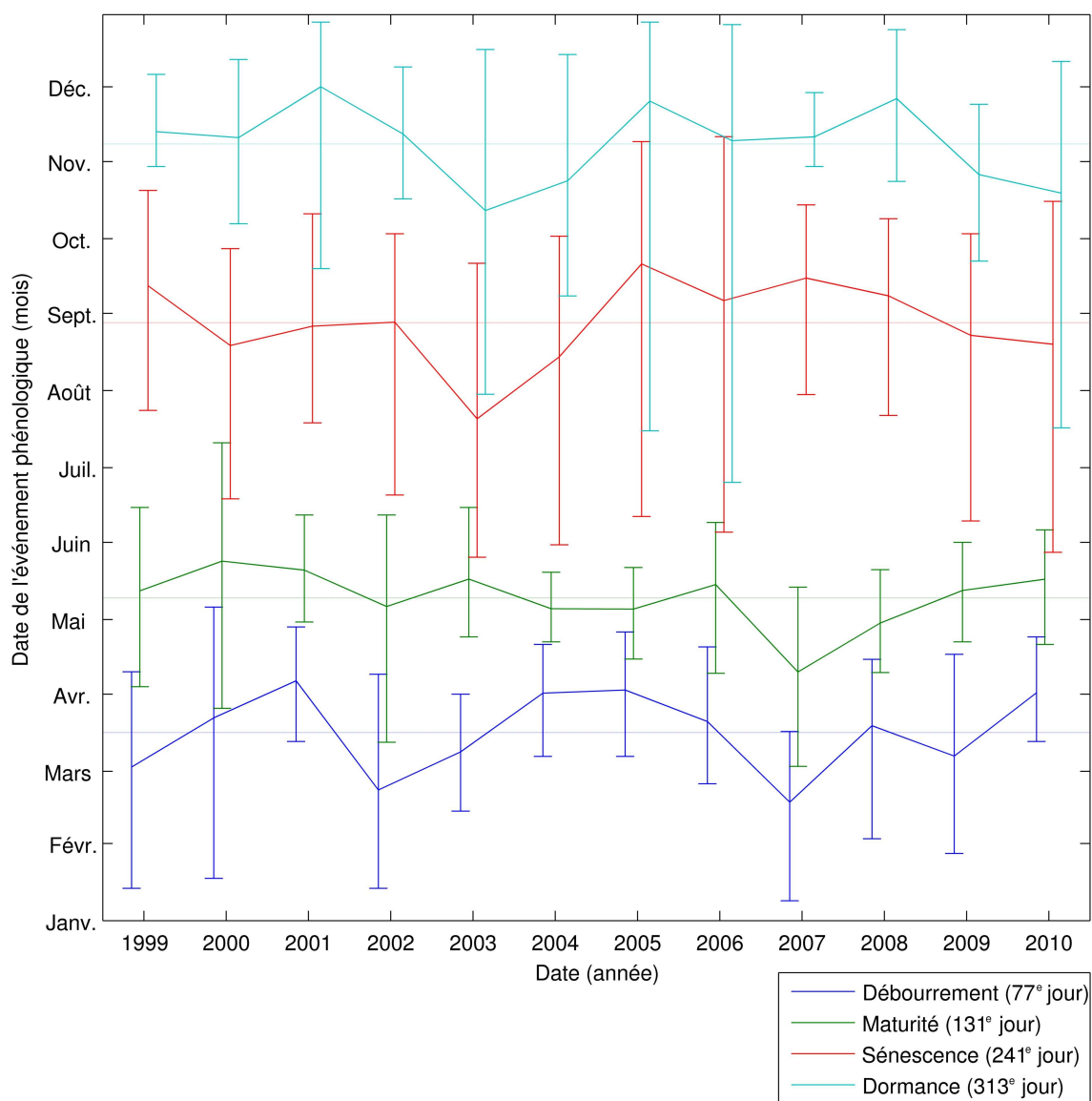


FIGURE 3.16 – Idem figure 3.15 pour l’Armorique.

Région Source Stade	Alpes		Armorique	
	Obs. des Sais.	SPOT-VGT	Obs. des Sais.	SPOT-VGT
Débourrement	116 [9]	89 [18]	122 [6]	73 [26]
Maturité	-	130 [15]	-	128 [29]
Sénescence	293 [14]	262 [24]	270 [8]	238 [49]
Dormance	-	325 [18]	-	309 [42]

Tableau 3.6 – Calendrier phénologique moyen dans les Alpes et en Armorique issus de l’analyse des données de l’Observatoire des Saisons et du traitement des données SPOT-VGT pour les années 1999 à 2009. Pour chacun des stades, le jour moyen ainsi que l’écart-type moyen sont définis.

### 3.2.2 Variabilité spatiale des phénostades obtenus par télédétection

Dans les Alpes, la variabilité phénologique montre une spatialisation dépendante de la topographie (figure 3.17). Cette dernière n'a pourtant pas la même influence en fonction du stade phénologique. Pour la feuillaison, on observe un gradient positif des dates selon l'axe ouest-est, majoritairement représentatif d'une transition des zones de basses altitudes vers les hautes altitudes. Ce gradient est aussi observable dans quelques unes des vallées (dans le sud de la Savoie et à l'est des Hautes-Alpes) avec des dates précoces en fond de vallées et tardives en amont. On observe aussi une zone tardive dans le sud de la région étudiée (sud-est de la Drôme, sud des Hautes-Alpes et ouest des Alpes de Haute-Provence). Pour la maturité, on retrouve encore cette influence de l'altitude avec une précocité pour les pixels se situant dans des zones de basse altitude par rapport à ceux de haute altitude. On note aussi dans certaines zones, l'influence de l'orientation des pentes : dans le sud de la Savoie et à l'est des Hautes-Alpes, les dates phénologiques dans les vallées montrent une différence importante entre les zones exposées au sud qui sont plus tardives que les zones exposées au nord. Concernant la sénescence, on retrouve des relations similaires entre les dates et la topographie. Dans le massif du Vercors, les dates sont plus tardives en altitude (limite administrative nord-sud entre la Drôme et l'Isère) par rapport aux zones de basses altitudes. Les vallées exposées au sud sont plus précoces que celles au nord alors que pour la maturité, la relation inverse est déterminée. On observe aussi un gradient nord-sud concernant la tardiveté des dates de sénescence. Pour la dormance, un gradient nord-sud de précocité est observable. Dans le massif du Vercors, les dates sont plus tardives en altitude. Dans les vallées, les pentes exposées au sud montrent une végétation plus tardive que sur les pentes exposées au nord.

En comparant les différents stades entre eux, une certaine similarité entre les dates phénologiques et la topographie est présente. L'altitude est la principale variable en lien avec la précocité ou la tardiveté des stades phénologiques (figure 3.18). Pour les stades de croissance, on observe une corrélation positive entre l'altitude des parcelles et leur avancement calendaire (débourrement : 2,20 jour/100 m ; maturité : 1,47 jour/100 m) alors que cette corrélation est négative dans le cas de la dormance (-0,71 jour/100 m) ou quasi-nulle pour le stade de sénescence (0,30 jour/100 m). Par rapport aux gradients calculés pour la croissance, on retrouve des résultats similaires avec des données d'observation, bien que plus faibles dans notre cas (Pellerin *et al.*, 2012). Néanmoins, d'autres influences du relief sont observables comme dans le cas des systèmes de vallées où on observe soit un avancement soit un retard des stades phénologiques en fonction de l'orientation des sous-espaces étudiés.

En Armorique, la variabilité spatiale phénologique peut être divisée en plusieurs

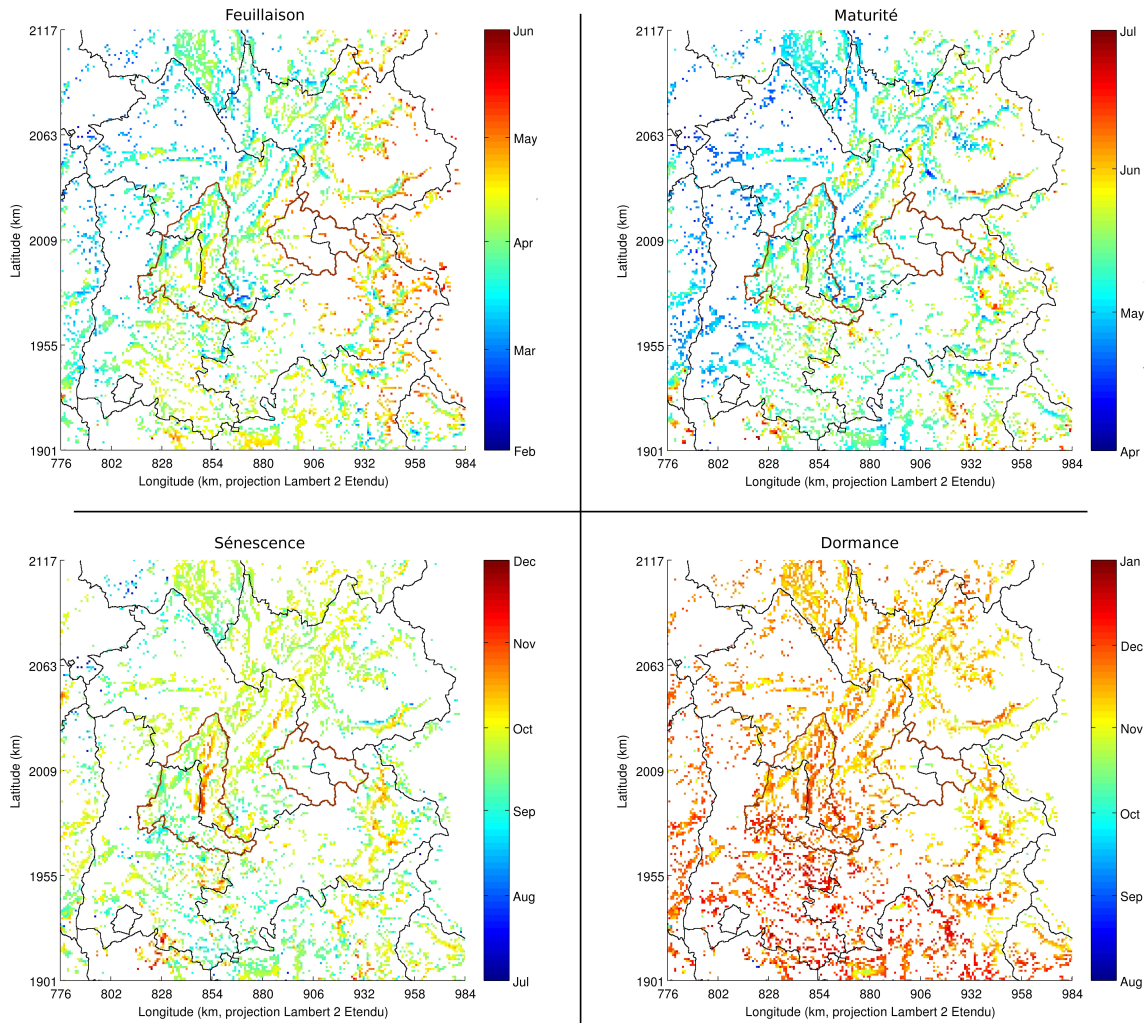


FIGURE 3.17 – Variabilité spatiale des quatre dates phénologiques étudiées dans les Alpes (données SPOT-VGT moyennées sur la période 1999-2009). Les zones colorées représentent les dates des stades phénologiques (débourrement en haut à gauche, maturité en haut à droite, sénescence en bas à gauche et dormance en bas à droite) pour les forêts de feuillus. Les pixels définis correspondent aux zones présentant au moins 60 % de forêt de feuillu ou mixte.

zones. Dans un premier temps, on peut séparer le quart sud-est de la région (sud de l'Ille-et-Villaine, ouest de la Mayenne et nord de la Loire Atlantique). Cet espace montre une précocité par rapport au reste de la région pour les stades de la sénescence ainsi que de la dormance. La séparation géographique pour le débourrement et la maturité est cependant bien moins nette. Une troisième zone répartie sur toute la région peut être identifiée par des pixels contigus, donc a fortiori des superficies importantes. Ces zones enregistrent un retard d'un mois pour la feuillaison. En se référant aux cartes de correction des données NDVI (figure 3.6) et aux cartes de valeurs manquantes (figures 3.9 et 3.8) présentées précédemment, on observe que le quart sud-est est aussi représentatif d'un faible pourcentage de correction mais

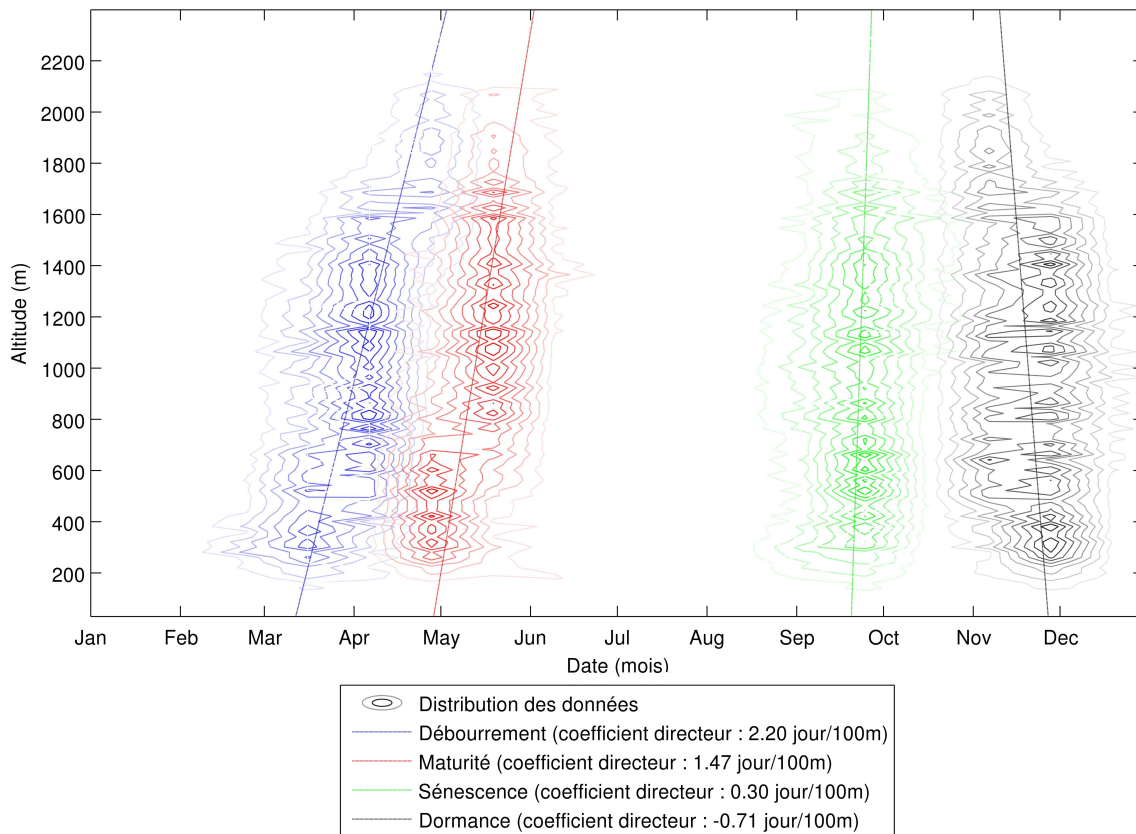


FIGURE 3.18 – Relation entre les dates phénologiques des différents stades (débourrement, maturité, sénescence et dormance) et l'altitude pour les forêts de feuillus et mixte dans les Alpes. Pour éviter une superposition des données, uniquement la distribution statistique des données est représentée.

d'un nombre de valeurs aberrantes important. Cette différence entre le quart sud-est de la région et le reste pourrait expliquer ces variations spatiales dans le calendrier phénologique, principalement pour les stades de sénescence et de dormance. Ces différences de retard ou d'avancement ne sont peut-être pas dues uniquement à une cause environnementale mais aussi à un problème de mesure (données de NDVI, méthode d'interpolation, détection de ruptures de pente, ...). D'autre part, les surfaces de pixels contigus montrent un certain accord entre elles, leur variabilité temporelle étant quasi-identique pour tous les stades. Cependant, on observe une différence certaine entre ces dernières et des zones proches mais de superficie plus faible. Cette dernière pourrait être l'impact de l'hétérogénéité du sol. Comme les pixels isolés sont plus susceptibles de montrer une hétérogénéité en terme d'occupation du sol que les amas de pixels contigus, le signal de NDVI peut être moins perturbé dans le cas de pixels uniformes que dans le cas de pixel avec un mélange de végétation important. Cela pourrait expliquer le fait que la mesure des phénostades serait de meilleure qualité au centre des forêts qu'à leur marge. En effet, les mélanges de formations végétales sont plus fréquents à l'orée des espaces forestiers car situés à la limite entre deux occupations du sol. L'hétérogénéité aurait donc un impact réel sur



la dynamique temporelle de NDVI et, a fortiori, sur toute la chaîne de traitement. Néanmoins, en comparant les cartes de dates phénologiques à celle de l'altitude, les pixels à la périphérie et au centre des amas contigus ne montrent pas les mêmes altitudes, donc la différence peut aussi s'expliquer par une variabilité topographique. Cependant, cela n'explique pas la différence entre les pixels contigus et ceux qui sont isolés.

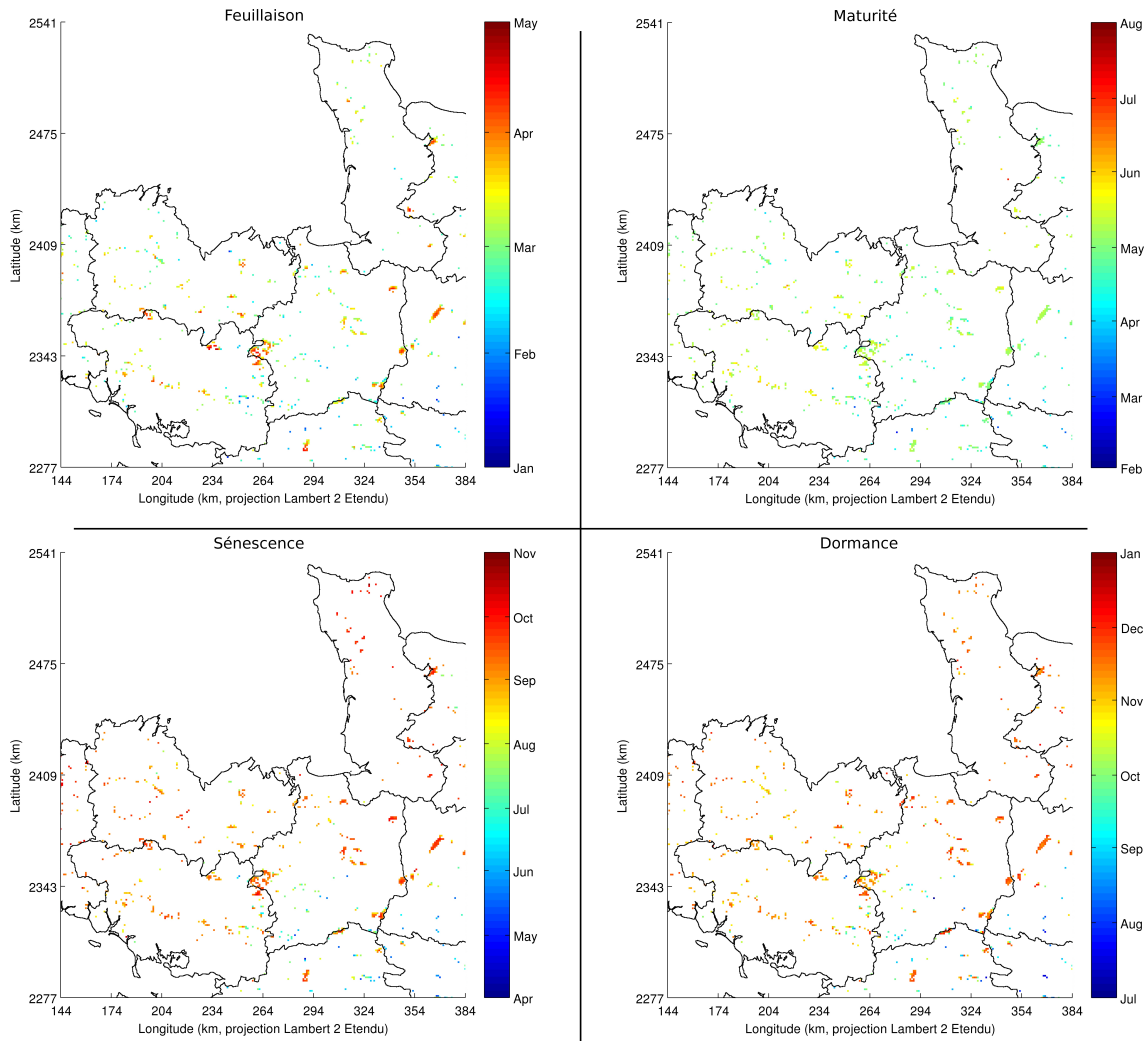


FIGURE 3.19 – Idem figure 3.17 pour l'Armorique.

### 3.2.2.1 Facteurs explicatifs de la variabilité phénologique

Afin d'expliquer cette variabilité spatiale, on peut dans un premier temps s'intéresser aux facteurs explicatifs par le biais de certaines variables géographiques comme la latitude, la longitude ainsi que l'altitude. La méthode des coefficients de corrélation partielle est par la suite appliquée aux données issues de la télédétection et plus particulièrement, les phénostades obtenus par le biais de SPOT-VGT. Ces données sont moyennées temporellement, et il en résulte une carte moyennant



chacun des phénostades sur douze années (1999-2010). La méthode des coefficients de corrélation partielle permet de calculer la corrélation entre plusieurs paires de variables en prenant en compte la dépendance entre chacune des variables (Fisher, 1923).

Afin de déterminer les influences géographiques sur la phénologie, on s'intéresse à la variable la plus corrélée aux données phénologiques (tableaux 3.7 et 3.8). Dans les Alpes, pour les étapes de croissance (feuillaison et maturité), l'altitude est le facteur déterminant pour la phénologie. On retrouve les mêmes résultats avec les données d'observation, à savoir que plus l'altitude de la parcelle est élevée, plus les stades sont tardifs. La sénescence est positivement corrélée à la latitude mais avec une valeur faible (0,16). La dormance est négativement corrélée à la latitude (-0,51) signifiant que plus la parcelle est située au nord, plus ce stade est précoce. En Armorique, le débourrement est influencé de la même manière que dans les Alpes. La maturité montre une influence prépondérante par rapport à la latitude avec un retard des parcelles situées les plus au nord. Pour les phases de décroissance (sénescence et dormance), la latitude est le facteur principal avec des valeurs de corrélation positive (0,40). Au final, en agrégeant les résultats pour les deux régions, on peut observer que l'altitude influence les phases de croissance et que la latitude influence les phases de décroissance de manière positive. Donc, plus l'altitude des parcelles est élevée, plus les stades de croissance sont tardifs, et plus les parcelles sont septentrionales, plus les phases de décroissance sont tardives.

Stade	Facteurs géographiques		
	Altitude	Longitude	Latitude
Débourrement	0,58 (*)	-0,13 (*)	-0,13 (*)
Maturité	0,53 (*)	-0,15 (*)	-0,21 (*)
Sénescence	-0,06 (*)	0,06 (*)	0,16 (*)
Dormance	-0,19 (*)	-0,19 (*)	-0,51 (*)

Tableau 3.7 – Coefficients de corrélation partielle au sens de Spearman entre les champs moyens régionaux phénologiques (débourrement, maturité, sénescence et dormance) et les facteurs géographiques (altitude, longitude et latitude) pour les Alpes calculés à partir des données SPOT-VGT sur la période 1999-2009. Les corrélations significatives avec un seuil de 1% sont symbolisées par un astérisque.

Avec l'aide des données observées et issues de la télédétection, on peut vérifier ces relations en comparant les deux régions. Le même comportement entre les phases de croissance et l'altitude est observable alors que pour les phases de décroissance,

Stade	Facteurs géographiques		
	Altitude	Longitude	Latitude
Débourrement	0,33 (*)	0,02	0,00
Maturité	0,13 (*)	-0,19 (*)	0,26 (*)
Sénescence	0,18 (*)	-0,08 (*)	0,49 (*)
Dormance	0,12 (*)	0,13 (*)	0,31 (*)

Tableau 3.8 – Idem tableau 3.7 mais pour l’Armorique.

on observe la relation inverse entre la latitude et les phénostades. Les placettes situées dans les Alpes montrent un retard par rapport à celles situées en Armorique dont les altitudes sont plus faibles (figures 3.11 et 3.13). Le traitement des données de NDVI produit aussi le même résultat (tableau 3.6). Par contre, concernant la relation de corrélation positive entre les phases de décroissance et la latitude, on observe le phénomène inverse. En comparant à la fois les données d’observation et celles issues de la télédétection entre les deux régions, la sénescence et la dormance sont plus précoces dans le nord (*i.e.* en Armorique) que dans le sud (*i.e.* dans les Alpes) (tableau 3.6).

En comparant ces différents coefficients de corrélation partielle à ceux obtenus avec les variables pluviothermiques annuelles et les variables géographiques (tableau 2.4), certaines ressemblances apparaissent. La température semble être le facteur prédominant dans l’explication de la variabilité spatiale des phénostades alors que les précipitations ne sont que secondaires. En effet, on retrouve aussi cette influence sur la variation temporelle des phénostades et en particulier, les années durant lesquelles les phénostades sont précoces ou tardifs.

## Conclusion

Afin de déterminer l’influence du climat sur la végétation et en particulier sur la phénologie végétale, une sélection des données est nécessaire dans un premier temps. Dans cette thèse, le choix s’est porté sur deux types de données disponibles : des données d’observation issues d’une plateforme collaborative ainsi que des données provenant de la télédétection satellitaire. Les données d’observation proviennent de l’Observatoire des Saisons et rendent disponibles des informations sur les dates de débourrement et de sénescence sur des espèces végétales de types feuillu ou conifère de 1999 à nos jours. La seconde source de données provient des missions SPOT et MODIS et permet d’obtenir des informations sur la dynamique de l’activité végétale à une échelle régionale avec une résolution temporelle d’environ 8 à 10 jours.

Les données de télédétection ont besoin d'une phase de traitement avant utilisation. Le signal de NDVI (proche de la surface foliaire) est interpolé grâce à une fonction double logistique permettant de représenter de manière simplifiée un signal annuel de l'activité végétative. Avant cela, une phase de correction par rapport à différents éléments perturbateurs (neige, ombre, nuage) est nécessaire étant donné que le signal de NDVI est calculé par rapport à certaines longueurs d'onde se situant dans le domaine du visible. Les données sont dans un premier temps, corrigées en utilisant des informations provenant de la qualité du signal disponible. Ensuite, une seconde phase de corrections est appliquée en s'aidant d'un indice spatialisé de la qualité du signal. Enfin, la dernière phase d'interpolation permet de retirer la variabilité haute fréquence du signal. Les changements de pente dans le signal sont alors définis comme la date de début des différentes phases phénologiques. La phase de détermination des dates phénologiques consiste donc à explorer la dérivée troisième du signal afin de détecter les dates durant lesquelles cette dernière s'annule. Plusieurs méthodologies existent afin de déterminer les dates phénologiques à partir d'un signal radiométrique, mais cette dernière a été privilégiée étant donné qu'elle est facilement réalisable, sachant que toutes les données sont disponibles et que les différentes étapes utilisées sont parmi les meilleures candidates pour la réalisation des différentes tâches.

Dans le but de ne s'intéresser qu'aux formations végétales naturelles et sans influence humaine majeure (agronomique), les occupations du sol privilégiées sont représentées par des formations végétales rassemblant au moins 60 % de feuillus ou de forêts mixtes par pixel. La phase de validation des données issues de la télédétection est marquée par une comparaison entre les zones d'observation et les pixels les plus proches de ces dernières. Ces pixels sont susceptibles de montrer des mélanges d'occupation du sol vis-à-vis de la géométrie des pixels et de la disposition naturelle des occupations du sol. Ce mélange pourrait avoir une influence avec un certain impact négatif sur la validation. En effet, plus le mélange est élevé, plus les indices de validation sont dégradés étant donné que la comparaison n'est pas effectuée sur les mêmes variables. On peut ainsi par exemple comparer les dates de débourrement entre une espèce de feuillus et une surface avec une présence majoritaire de prairie et minotaire de feuillus à cause de la résolution des capteurs radiométriques. La validation des données phénologiques issues de la télédétection est réalisée pour deux stades, débourrement et sénescence, sur la période 1999-2009. Les résultats de validation montrent des valeurs de correspondance assez faibles entre les observations et les données satellitaires traitées. On observe des indices de meilleure qualité dans les Alpes qu'en Armorique pour les deux stades validés. Le stade de feuillaison, extrait à l'aide de la télédétection, est mieux représenté que celui de la

sénescence. On observe aussi des résultats différents en fonction des deux méthodes d'interpolation et des données issues des deux missions : SPOT-VGT et MODIS. La méthode appliquée sur les données MODIS est légèrement plus précise à celle des données SPOT-VGT, en terme de représentativité du stade de feuillaison, mais pas pour le stade de sénescence. Cette différence peut être due à deux facteurs : la résolution spatiale des capteurs ainsi que la méthode d'interpolation. Les données MODIS étant de résolution plus élevée que celle des données SPOT, les phénomènes de mélanges de plusieurs occupations du sol doivent être minimisés. La méthode d'interpolation utilisée pour les données SPOT consiste à interpoler un cycle annuel de la dynamique végétale alors que celle appliquée pour les données MODIS peut prendre en compte plusieurs phases de croissance et de décroissance de la végétation par année.

La variabilité phénologique, au travers de l'observation, montre dans les Alpes et pour le débourrement, une certaine corrélation entre les différentes placettes, même si les résultats sont différents en fonction des formations végétales. Pour la sénescence, on observe des variations interspécifiques très différentes pour la région alpine, avec comme explication des facteurs d'influence plus locaux que pour le stade du débourrement. En Armorique, les variations entre espèces sont plus importantes que dans les Alpes pour le débourrement. Les données de sénescence étant peu nombreuses en Armorique, l'interprétation reste difficile. Au travers de la télédétection, on note des variations propres à chacun des stades plus importantes en Armorique que dans les Alpes. On retrouve aussi cette relation dans les données d'observation.

Spatialement, différentes organisations sont visibles en fonction des deux régions. Dans les Alpes, on trouve plusieurs gradients principaux en fonction de l'altitude ou encore de l'orientation. En Armorique, la faible densité de pixels représentant les forêts de feuillus ou mixtes limite l'interprétation de l'organisation spatiale des stades phénologiques. Cependant, on peut remarquer une meilleure corrélation entre les différentes zones de grande superficie qu'entre les pixels isolés et les grands espaces forestiers. L'hétérogénéité des occupations de sol peut être la cause de ces différences phénologiques entre les zones de superficie différente.

Une analyse de corrélation partielle est effectuée afin de déterminer les principales variables topographiques influençant la phénologie. En fonction des stades phénologiques, on observe un changement des influences topographiques. L'altitude est, pour les stades de croissance, la variable topographique permettant d'expliquer la majorité des changements de dates, mais cela reste surtout valable dans les Alpes. Les phases de décroissance sont majoritairement influencées par la latitude. Néanmoins, pour la dormance, on observe un changement de signe entre le coefficient

de corrélation pour les Alpes où il est négatif et pour l'Armorique où il est positif. Au vu des résultats assez différents entre les deux zones, certaines interrogations restent en suspens sur la variabilité phénologique concernant l'influence de la résolution spatiale, l'étendue des régions étudiées ou encore la sélection des occupations du sol analysées. Au final, on observe des différences entre les types de végétation. Les feuillus sont plus précoces que les conifères pour le stade du débourrement. On observe aussi un avancement calendaire pour les phases de croissance en fonction de différents facteurs d'ordre topographique avec, comme facteur principal, l'altitude qui est corrélée positivement avec le retard calendaire des phénostades.

Les principales formes de variabilité climatique et phénologique ayant été identifiées pour une période d'observation, l'étude peut maintenant aborder la variabilité future selon différentes contraintes potentielles. La prévision de la variabilité phénologique est déterminée par le biais d'un modèle phénologique simple calibré avec des données spatialisées à la fois en terme climatique et phénologique (*i.e.* issues de la télé-détection et de réanalyses). Les données de forçage issues de scénarios climatiques sont dans un premier temps, analysées puis utilisées pour déterminer la variabilité phénologique sous contrainte de certains changements climatiques potentiels et les plus vraisemblables.





# Chapitre 4

## Modélisation phénologique pour les espèces végétales caduques et changements éco-climatiques attendus pour la période 2021-2050

### Sommaire

---

<b>Introduction . . . . .</b>	<b>98</b>
<b>4.1 Modélisation phénologique . . . . .</b>	<b>98</b>
4.1.1 Le modèle de cumul de degré-jour . . . . .	99
4.1.2 Les données de simulation . . . . .	100
4.1.3 Calibration du modèle degré-jour . . . . .	106
<b>4.2 La variabilité climatique et phénologique prévue . . . . .</b>	<b>114</b>
4.2.1 Les données climatiques issues du portail Drias de Météo- France . . . . .	114
4.2.2 Les variations climatiques prévues . . . . .	115
4.2.3 Influences des changements pluviothermiques à moyen terme sur la phénologie . . . . .	122
<b>Conclusion et discussion . . . . .</b>	<b>123</b>

---



# Introduction

Après avoir présenté précédemment les données phénologiques ainsi que leurs principales variations sur la période 1999-2009, ce chapitre analyse les étapes de mise en place, de calibration et de validation d'un modèle phénologique statistique basé sur une approche physique. Par la suite, le modèle est utilisé afin de déterminer l'évolution phénologique potentielle interannuelle des espaces de végétation de type caduque sous contrainte de certains changements climatiques. La modélisation permet ainsi d'appréhender les tendances phénologiques pour le climat futur. En effet, étant donné que la phénologie va jouer un rôle crucial dans la distribution et les flux hydriques entre l'atmosphère et le sol ainsi que d'autres composés chimiques (carbone et azote notamment ; White *et al.* 1999) et sachant qu'elle apparaît aussi comme primordiale pour la distribution spatiale des espèces (compétition, gradients, structuration des formations ... ; Chuine et Beaubien 2001; Morin *et al.* 2007), la connaissance précise de son évolution future est donc nécessaire, particulièrement aux échelles régionales.

Les phases phénologiques (ou phénophases) reproduites ici portent essentiellement sur les phases de débourrement et de maturité. En effet, comme vu au chapitre 3, la température est la principale variable déterminante des phases de croissance d'un point de vue phénologique. De plus, l'augmentation des températures saisonnières est la plus élevée pour les saisons hivernale et printanière sur la période 1988-2009 (cf. chapitre 2). Une fois le modèle calibré, il sert à reproduire la phénologie sous contrainte de changement climatique à partir de certaines projections établies pour une période future. La période étudiée est sélectionnée dans un futur proche (2021-2050), considérant qu'à cette échéance, la variabilité climatique aura un impact plus faible sur la distribution des espèces par le biais des variations phénologiques, que dans le cas d'une échéance plus lointaine (Chuine et Beaubien, 2001). L'objectif est aussi de comprendre comment un même forçage climatique (en temporalité et en intensité) peut imposer ou non des réponses convergentes ou très dissemblables entre les deux espaces étudiés ici.

## 4.1 Modélisation phénologique

De nombreux modèles phénologiques existent dans la littérature, basés majoritairement sur des principes statistiques (Menzel *et al.*, 2008; Hwang *et al.*, 2011; Pellerin *et al.*, 2012). La plupart des modèles ont été développés pour modéliser les phases de débourrement et de maturité pour des espèces agricoles (Wisnol et Hesketh, 1987). En effet, les premiers modèles étaient principalement utilisés afin de pouvoir prévoir la qualité ainsi que la quantité des récoltes agricoles. Depuis, ils ont

été testés sur différentes espèces végétales (Morin *et al.*, 2009). Concernant la modélisation phénologique, il existe aussi d’autres modèles en nombre bien inférieur, pour reproduire les phases de sénescence et de dormance et donc, modéliser le cycle annuel complet de la dynamique foliaire (Chuine et Beaubien, 2001). Devant la complexité des phénomènes à modéliser, de plus en plus de paramètres biotiques ou abiotiques sont pris en considération. Néanmoins, une multiplication des paramètres nécessite parallèlement une augmentation des données d’observation afin de pouvoir calibrer et valider les modèles. Dans cette thèse, au vu du nombre de données d’observation disponibles (pour rappel, seulement 11 années d’observation phénologique), un modèle à base physique simple de cumul de degrés-jour a été choisi. Celui-ci permet cependant de modéliser la variabilité phénologique de manière relativement robuste et pertinente (Chuine et Cour, 1999). Le modèle de cumul de degrés-jour considère une certaine somme de température accumulée au cours du temps. Il prend donc en compte la température saisonnière et, en fonction de l’anomalie froide ou chaude observée, produit des phénostades tardifs ou respectivement précoces. La calibration du modèle est réalisée en s’appuyant sur les données thermiques issues des réanalyses SAFRAN-France à une échelle temporelle journalière. Sachant que la maille utilisée est dépendante des données de télédétection (SPOT-VGT avec une résolution de  $1 \times 1 \text{ km}^2$ ), une étape de descente d’échelle est appliquée aux données. Néanmoins, au vu des résultats de validation des données SAFRAN-France du chapitre 2, l’application d’un gradient de température altitudinal est seulement nécessaire dans les Alpes. Les données climatiques utilisées en Armorique ne sont pas interpolées à la maille kilométrique. Finalement, un forçage issu de prévisions climatiques définies pour le futur proche (2021-2050) est appliqué au modèle afin de déterminer l’influence potentielle du changement climatique sur la phénologie végétale régionale en milieu armoricain ou alpin.

#### 4.1.1 Le modèle de cumul de degré-jour

Le modèle de cumul de degré-jour retenu ici est un modèle à une seule phase avec trois paramètres. Ce modèle est souvent utilisé pour la simulation des phases de débourrement et de maturité pour plusieurs espèces végétales comme les espèces agricoles (Chmielewski *et al.*, 2004) ou forestières (Morin *et al.*, 2009). Le modèle considère que chaque espèce de végétation nécessite un certain cumul de chaleur pour arriver au stade souhaité (Chuine et Beaubien, 2001). Le cumul de chaleur est effectué sur une série thermique journalière. Le cumul est calculé de la manière suivante : on cumule la différence positive entre la série temporelle de température et une température de base (*i.e.* une température seuil), entre une date de début et une date de fin qui correspond à la date du stade recherché (formule 4.1). Les trois paramètres sont donc les suivants : la température de référence, la date de début de cumul et le cumul de chaleur théorique à atteindre pour le stade phénologique.

$$\sum_{i=d_0}^{d_1} \max(0, t_i - t_0) \leq F \quad (4.1)$$

Avec :

- $d_0$  la date de début de cumul,
- $d_1$  la date de fin de cumul (*i.e.* le jour du stade recherché),
- $t_0$  la température de base,
- $t_i$  la température journalière au jour  $i$ ,
- $F$  le nombre de degrés-jour nécessaire.

La température de base est associée à un seuil thermique minimal pour laquelle on cumulera uniquement les températures supérieures à ce dernier. Ainsi, les températures en dessous de ce seuil ne seront pas prises en compte dans le calcul du cumul. Néanmoins, les températures proches de ce seuil ont un impact faible sur la chaleur totale accumulée étant donné que la chaleur est définie comme la somme des différences entre les températures journalières et la température de base. La date de début de cumul de chaleur permet de déterminer le premier jour à partir duquel les températures vont être accumulées. La définition d'une telle date permet de remplacer la simulation d'une phase phénologique se situant entre la dormance et le débourrement (Chuine et Cour, 1999). En effet, dans certains modèles plus complexes, on considère que le début d'accumulation de chaleur est atteint lorsqu'un certain seuil d'accumulation de température froide est atteint. Ce type de modèle est dit à deux phases *a contrario* des modèles à une seule phase.

#### 4.1.2 Les données de simulation

Comme dans toutes les modélisations environnementales, des données de forçage, de calibration et de validation sont nécessaires. Les données de forçage permettent de soumettre le modèle à différentes conditions observables. Les données de calibration ont pour but de trouver les paramètres du modèle qui permettront de simuler au mieux le phénomène observé. Les données de validation servent à déterminer la précision et la justesse du modèle. Plus les données de forçage et de calibration seront différentes (*i.e.* montreront une variabilité importante), plus le modèle sera fiable étant donné qu'il sera paramétré pour différentes conditions et donc, reproduira aisément les cas de validation. Néanmoins, dans cette partie, au vu du faible nombre de données de calibration et de validation (11 années), on considère la validation équivalente à la calibration. Notre validation n'est donc pas indépendante, et on ne peut mesurer l'erreur de modélisation qu'à partir des données de calibration.

#### 4.1.2.1 Les données phénologiques utilisées

A l'aide des résultats obtenus au chapitre précédent sur la validation des données phénologiques obtenues par télédétection, une sélection des pixels utilisés pour la modélisation est effectuée. Les pixels comportant au moins 60 % de végétation caduques (forêts de feuillus et forêts mixtes) formant des ensembles (des forêts de superficie au moins supérieure à  $4 \text{ km}^2$ ) sont sélectionnées (cf. chapitre 3). On cherche à ne garder que les pixels qui sont contigus à un ensemble de pixels afin de limiter l'influence de l'hétérogénéité de l'occupation du sol. On retire donc les pixels isolés et *a fortiori* voisins d'occupation du sol différente sachant que ces données peuvent interférer dans la dynamique du NDVI observée en mélangeant plusieurs dynamiques intrasaisonnières (Guyon *et al.*, 2011). Néanmoins, on considère par la suite que tous les pixels sont indépendants dans le sens où on ne connaît pas les différentes essences d'arbres présentes et associées au sein des forêts étudiées. Le nombre de pixels restant finalement à modéliser recouvre une superficie d'environ  $5200 \text{ km}^2$  (13 %) pour les Alpes et  $250 \text{ km}^2$  (1 %) pour l'Armorique. Pour chacun des pixels, on ne retient que les années pour lesquelles les valeurs des dates phénologiques ne paraissent pas aberrantes statistiquement *i.e.* contenues dans l'intervalle défini autour de la moyenne de plus ou moins deux écart-types, méthode certes simple mais couramment utilisée pour repérer et/ou retirer des valeurs erronées d'un échantillon statistique.

#### 4.1.2.2 Les données climatiques utilisées

Les données thermiques journalières sont nécessaires afin de forcer le modèle phénologique. Il convient donc d'obtenir pour chacun des pixels de  $1 \times 1 \text{ km}^2$  des séries de température moyenne journalière sur la période de modélisation. Les séries sont obtenues par le biais des données SAFRAN-France corrigées par rapport à l'altitude des pixels avec l'aide d'un gradient thermique journalier. Cette technique est uniquement appliquée au domaine alpin. Elle permet ainsi de diminuer le biais des réanalyses par rapport aux stations météorologiques alpines (cf. chapitre 2). Cependant, en Armorique, cette méthode n'améliore pas l'erreur observée entre d'une part les stations météorologiques et d'autre part les données SAFRAN, et elle n'est donc pas utilisée.

Les conditions thermiques et pluviométriques sont présentées pour la période de calibration (1999-2009). Ces conditions permettent d'appréhender les valeurs de forçage du modèle et donc, les conditions de reproductibilité du modèle. En effet, sachant que le modèle est calibré pour de telles données, il reproduira fidèlement le phénomène avec un forçage similaire. *A contrario* le modèle pourrait moins bien reproduire le phénomène pour des scénarios de forçage non calibrés. Pour la modé-

lisation sous contrainte de changement climatique, on devra donc s'intéresser dans un premier temps à la comparaison des données entre la période de référence et les projections. Bien que les précipitations ne soient pas intégrées dans le modèle de degré-jour, cette information complémentaire permet de définir les principales conditions pluviothermiques pour le futur sur les deux régions, pouvant ainsi mettre en évidence des situations atypiques ayant un impact sur d'autres phénostades non modélisées ici (comme par exemple les sécheresses ; Leuzinger *et al.* 2005). Mais la température reste la variable (et la contrainte climatique) la plus importante pour cette approche de modélisation.

#### 4.1.2.3 A l'échelle de la Zones Atelier Alpes

Dans les Alpes, pour la période 1999-2009, les températures sont relativement anormales par rapport à la période de référence 1988-2009 (figure 4.1). De plus, elles peuvent être classées en deux groupes selon les précipitations : le groupe caractérisé par une faible pluviométrie annuelle située dans l'intervalle [850; 1050] *mm* et le second dans l'intervalle [1250; 1350] *mm*. Pour les années « sèches », on observe deux années avec une anomalie thermique importante : 2005 pour les températures faibles et 2003 pour les températures élevées. L'année 2003 est une année exceptionnellement chaude à la fois en terme de température moyenne (égale au précédent record de 1994) et maximale (+0,5°C par rapport au précédent record en 1989), avec un déficit de précipitation généralisé sur l'ensemble du territoire (bilan climatique de l'année 2003, Météo-France) ainsi que sur toute la partie occidentale de l'Europe (Rebetez *et al.*, 2006). On retrouve donc cette anomalie à la fois pour les Alpes (figure 4.1) et pour l'Armorique (figure 4.3). Elle est surtout visible pour les saisons printanière et estivale (figures 4.2 et 4.4). A l'échelle nationale, l'année 2005 est caractérisée par des températures supérieures à la moyenne (+0,5°C) et des précipitations en déficit (jusqu'à 50 % sur l'Ouest de la France) par rapport à la période 1971-2000 (bilan climatique de l'année 2005, Météo-France). Néanmoins, concernant les températures, on observe un contraste entre la partie sud et nord du pays, avec des températures faibles dans la partie méridionale. Dans le Nord, les températures sont élevées par rapport à la période 1971-2000 et proche de la moyenne par rapport à la période 1988-2009 (figure 4.3). Les faibles températures de l'année 2005 sont principalement dues à la période hivernale alors que pour le reste de l'année, on observe des températures proche de la moyenne (figure 4.2).

Pour les années pluvieuses, on observe des températures relativement faibles (par rapport à l'écart-type) pour l'ensemble des années avec même une année atypique (1999) montrant des températures plus faibles (figure 4.1).

D'un point de vue phénologique, et à titre d'exemple exploratoire, on peut cher-

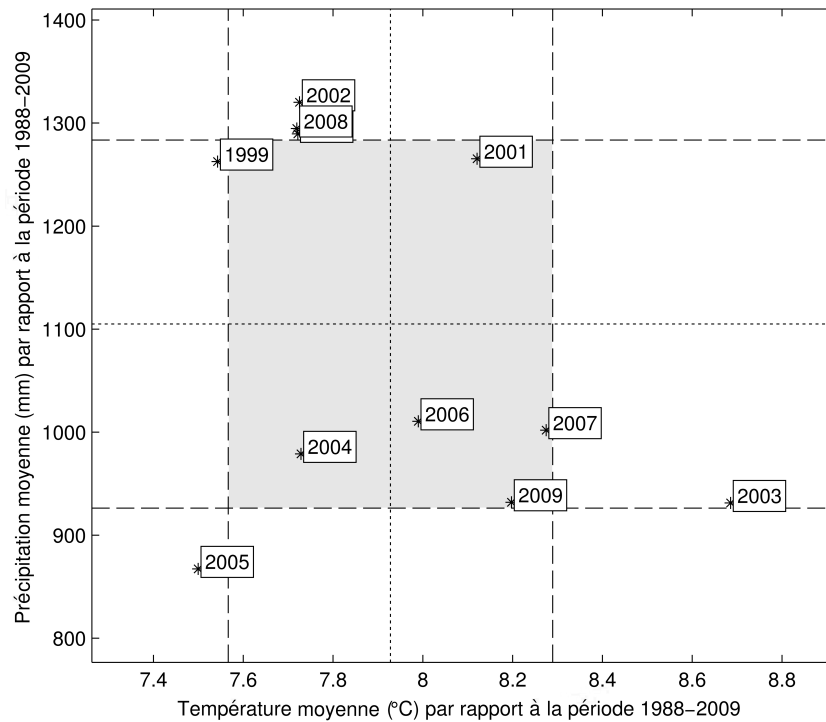


FIGURE 4.1 – Distribution bivariable des conditions pluviothermiques annuelles sur les Alpes pour la période 1999-2009. Chaque année est positionnée en fonction des moyennes annuelles de température et du cumul de précipitations par rapport à la période de référence 1988-2009. L’encadré grisé correspond aux conditions normales (*i.e.* la moyenne avec plus ou moins un écart-type).

cher à déterminer l’impact de ces extrêmes sur l’avancement ou le retard des phénos-tades. A partir des données phénologiques issues de la télédétection (figure 3.15), on relève ainsi pour les stades de feuillaison et de maturité, des années particulièrement précoces ou tardives. Les années 2003 et 2007 montrent une précocité d’environ 10 jours par rapport à la moyenne régionale et l’année 2008, un retard du même ordre de grandeur. Pour ces trois années, on observe aussi des variations anormales en terme de température. En 2003 et 2007, les températures sont élevées au printemps et pour 2008, on observe des températures relativement froides à cette période (figure 4.2 b). Néanmoins, les relations directes entre la température et la phénologie ne sont pas toujours visibles. L’année 2004 est caractérisée par une température printanière froide mais on observe un retard phénologique moindre que pour 2008 alors que les températures sont plus faibles.

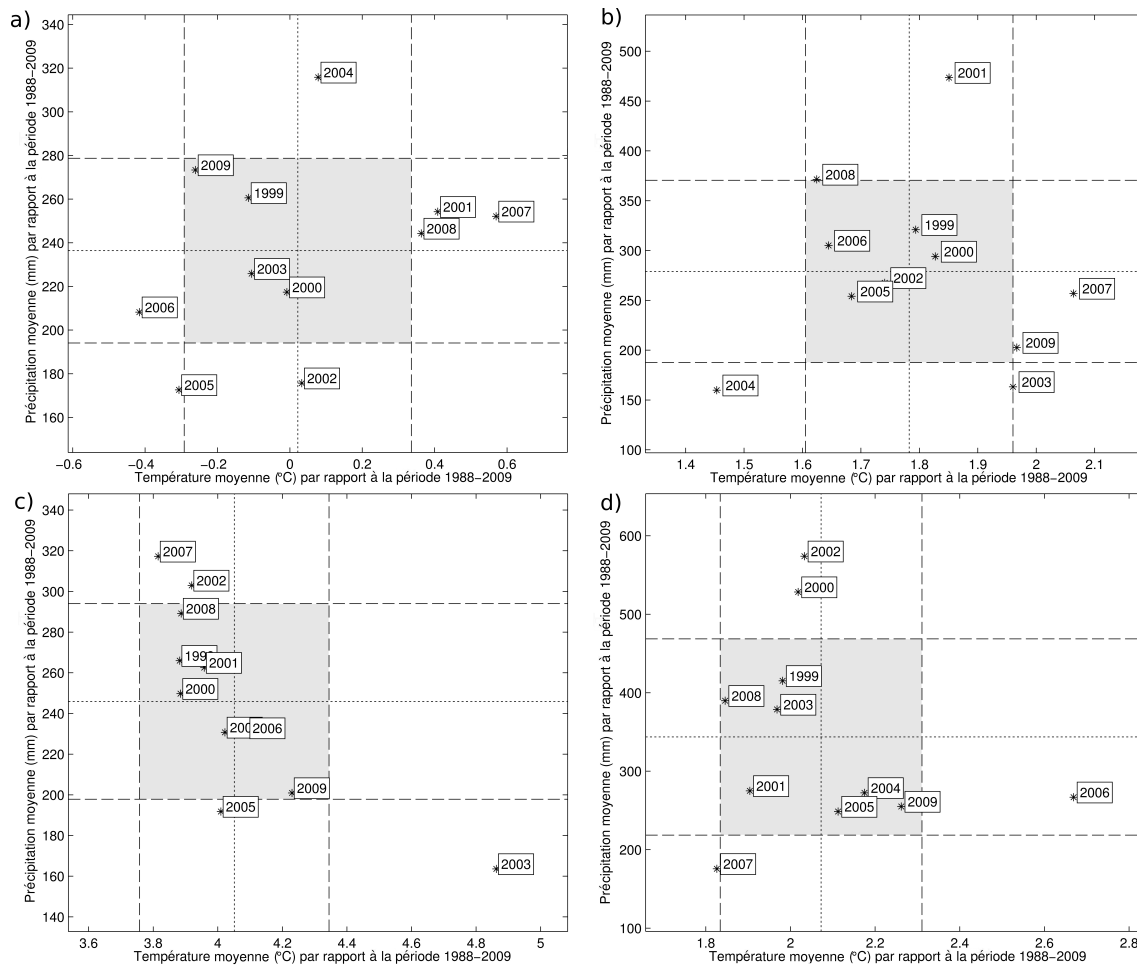


FIGURE 4.2 – Distribution bivariable des conditions pluviothermiques saisonnières sur les Alpes pour la période 1999-2009. Les saisons sont rangées dans un ordre croissant en commençant par l'hiver (a) et en finissant par l'automne (d). Les saisons sont définies par trois mois (hiver : DJF, printemps : MAM, été : JJA et automne : SON). Chaque saison annuelle est positionnée en fonction des moyennes saisonnières de température et du cumul de précipitations par rapport à la période de référence 1988-2009. L'encadré grisé correspond aux conditions normales (la moyenne plus ou moins l'écart-type)

#### 4.1.2.4 A l'échelle de la Zone Atelier Armorique

En Armorique, la diversité des variations pluviothermiques est plus importante que par rapport aux Alpes (figure 4.3). Un tiers des années se situe proche de la moyenne climatique (1988-2009) et les deux tiers restant comportent des situations extrêmes tant en température qu'en pluviométrie. Les années 2008 et 2009 montrent ainsi des températures faibles alors que les années 1999 et 2003 enregistrent des températures élevées avec pour toutes les années, une pluviométrie normale par rapport à la période 1988-2009. Les années 2000 et 2001 sont caractérisées par une pluviométrie importante (+20 %) contrairement à 2005 (-25 %) alors qu'on observe pour

ces années des températures normales ( $\pm 0,2^\circ\text{C}$ ).

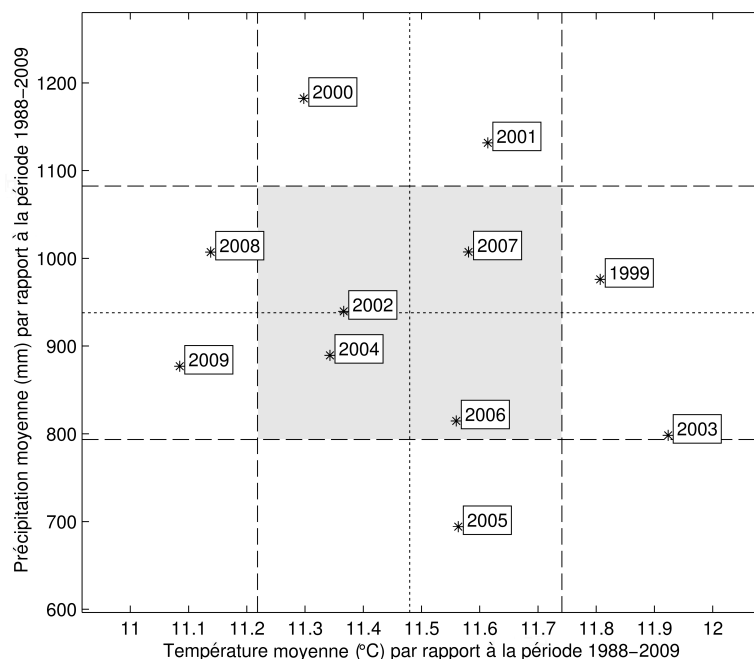


FIGURE 4.3 – Idem figure 4.1 pour l’Armorique.

Pour les phénostades, on observe aussi, comme dans les Alpes, des covariations entre les anomalies thermiques et l’avancement du calendrier phénologique. Les anomalies phénologiques identifiées pour le débourrement sont au nombre de cinq sur la période 1999-2009 (figure 3.15). Les années précoces d’environ 15 jours sont 2002 et 2007. Les années tardives (2001, 2004, 2005) montrent un retard du même ordre de grandeur. Une similitude entre les anomalies thermiques et phénologiques est visible ; néanmoins, les relations sont moins nettes que dans les Alpes. On observe une anomalie de température positive pour 2007 en hiver et au printemps mais pas pour l’année 2002 (figure 4.4). L’année 2001 est caractérisée par des précipitations abondantes mais est thermiquement normale, alors que les années 2004 et 2005 montrent des températures faibles mais normales par rapport à la période 1988-2009.

La comparaison d’extrêmes obtenus par le biais d’une moyenne régionale est néanmoins peu fiable étant donné qu’elle ne prend pas en compte les différences locales possibles en terme climatique et phénologique. Le calendrier phénologique est obtenu par le biais de tous les pixels de forêts sélectionnées préalablement. Ils peuvent montrer des lacunes surtout présentes sur le plan spatial mais aussi temporel (présence de valeurs manquantes et aberrantes). Les données climatiques ne sont pas utilisées directement dans le modèle : la température ne reflète qu’en première approximation le cumul de chaleur et peut, comme les données phénologiques, montrer des variations locales propres à la zone étudiée qui seront lissées lors de l’utilisation



des moyennes régionales.

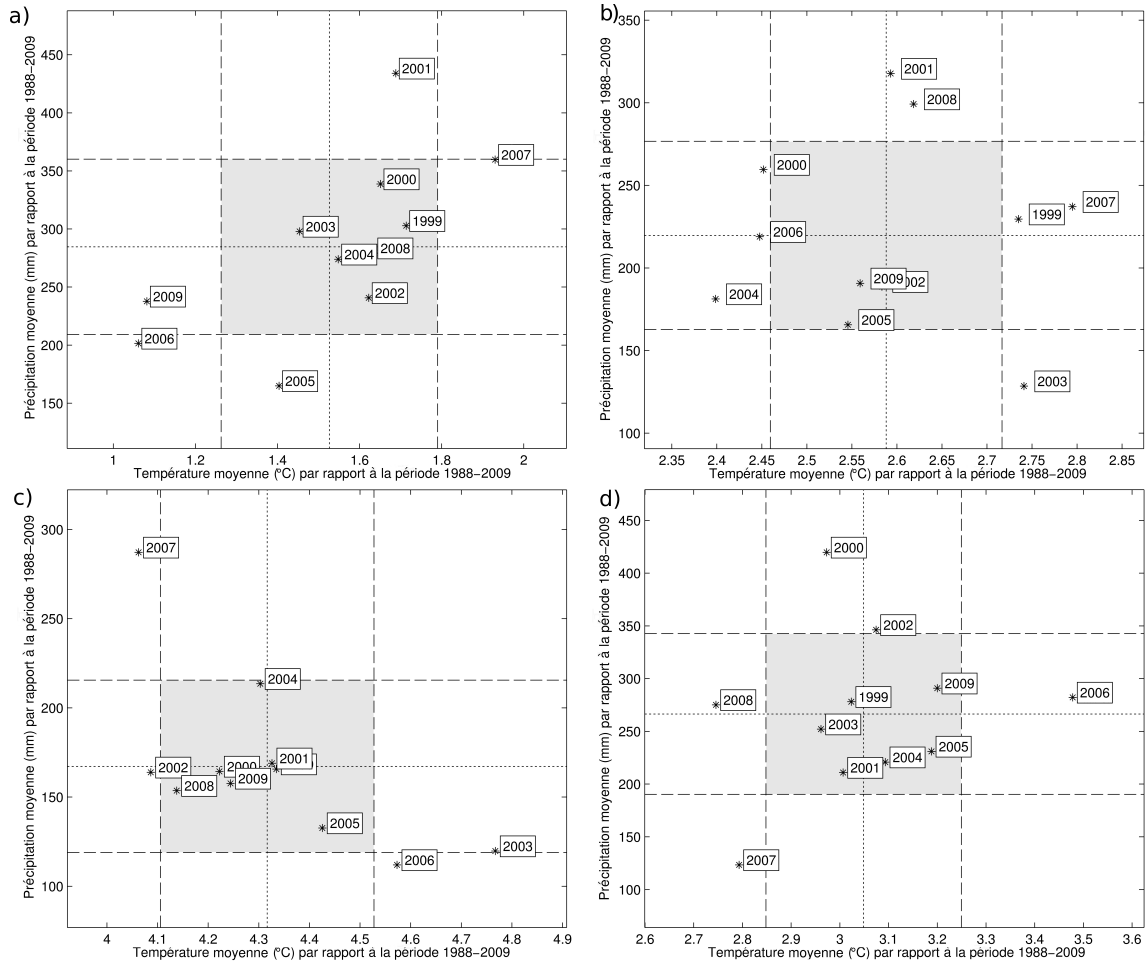


FIGURE 4.4 – Idem figure 4.2 pour l’Armorique.

### 4.1.3 Calibration du modèle degré-jour

Les trois paramètres du modèle sont estimés en minimisant l’erreur quadratique moyenne entre les sorties de modèle et les observations (Snyder *et al.*, 1999; Ruml *et al.*, 2010). Le calcul des dates phénologiques est effectué pour chacun des triplets de paramètres possibles. Un calcul d’erreur quadratique moyenne est ensuite effectué entre les simulations et l’observation. Le triplet de paramètres qui a l’erreur la plus faible est retenu comme paramètre calibré. Tous les intervalles de valeurs possibles pour chacun des pixels sont testés en effectuant un échantillonnage sur chacun des intervalles. Pour la température, l’intervalle est fixé à  $[-15, 30]^{\circ}\text{C}$  et la précision des valeurs testées est unitaire. Pour les dates de début d’accumulation, l’intervalle est fixé à  $[-100, 365]$  jours après le 1<sup>er</sup> janvier de l’année en cours et les dates sont distantes de 5 jours. Néanmoins, la date de début doit précéder toutes les dates phénologiques servant à la calibration. L’intervalle du cumul de degré-jour varie de 1 à 1500 degrés-jour, avec un pas de 4 degrés-jour entre chaque valeur testée.

Dans le cas de ce paramètre, le test de toutes les valeurs possibles n'est pas obligatoire sachant que le cumul théorique maximum de degrés-jour n'est jamais atteint. Quelques pixels ont donc été calibrés de cette manière pour effectuer un test. Mais la plus grande majorité des valeurs de cumul de température est comprise entre la valeur 1 et 1500 degrés-jour d'où l'amplitude finale des valeurs testées.

Sachant que les pixels représentent des similitudes en termes d'occupation du sol, les paramètres de modélisation doivent se comporter de la même manière, et on devrait obtenir à la fin des paramètres semblables (*i.e.* avec l'ordre de grandeur) mais pouvant montrer quand même quelques différences. Les différences entre les paramètres peuvent s'expliquer par plusieurs facteurs comme l'espèce végétale ou encore l'altitude. En effet, comme vu au chapitre 3, des parcelles suivies montrent des différences de dates phénologiques en fonction des espèces présentes sur les parcelles. Dans les Alpes, on note aussi la présence d'un gradient altitudinal des phénostades qui peut être la conséquence d'une différence soit de températures journalières soit de température de base ou encore de ces deux dernières en même temps. Dans l'ensemble, les résultats de calibration moyennés pour les deux zones montrent en partie des ressemblances. Les erreurs quadratiques moyennes sont faibles par rapport à la variabilité phénologique observée (tableau 4.1). Néanmoins, la variabilité phénologique n'est pas toujours reproduite, *i.e.* on observe des coefficients de corrélation seulement proches de 0,6. Les températures de base et les dates de début de cumul se situent dans les ordres de grandeur des valeurs observées dans la littérature (Delbart *et al.*, 2005; Fisher *et al.*, 2007). Cependant, le nombre de degrés-jour à cumuler est nettement supérieur. Ces résultats étant moyennés pour tous les pixels sur les deux zones, on s'intéresse par la suite aux résultats de calibration pour chacun des sites.

Variable	Alpes		Armorique	
	Débourrement	Maturité	Débourrement	Maturité
RMSE (jour)	9	6	13	11
Corrélation	0,50	0,74	0,61	0,60
Température de base (°C)	-4	4	1	6
Date de début (jour)	51	31	19	23
Nombre de degrés-jour	350	294	361	340

Tableau 4.1 – Valeurs moyennes des paramètres de calibration du modèle degré-jour pour les deux zones d'étude et les deux stades suivis. La calibration n'est pas effectuée sur le même nombre de pixels : 5173 pixels pour les Alpes et 267 pour l'Armorique.

#### 4.1.3.1 Résultats de la calibration phénologique pour la Zone Atelier Alpes

Pour les deux zones d'étude et les différents stades, les résultats de calibration sont présentés par le biais d'histogrammes. L'erreur quadratique moyenne ainsi que le coefficient de corrélation montrent le potentiel de reproductibilité de la variabilité phénologique. Les histogrammes des paramètres à calibrer permettent de déduire les principales tendances des valeurs obtenues.

Les histogrammes d'erreur quadratique et de coefficient de corrélation montrent des comportements quasi-identiques pour le débourrement et la maturité (figures 4.5 a, b et 4.6 a, b).

L'erreur quadratique moyenne est caractérisée par un faible nombre de valeurs supérieures à la moyenne. Tandis que pour le coefficient de corrélation, les valeurs proches de zéro sont peu nombreuses indiquant que la majorité des pixels est calibrée d'une manière homogène. Cependant, la répartition de valeurs de RMSE élevées et de coefficients de corrélation faibles n'est pas la même pour le débourrement et la maturité. **Il semble donc que la modélisation soit ici meilleure pour la phase de maturité que pour celle du débourrement.**

Concernant les paramètres optimisés, certaines ressemblances et différences existent. Pour les dates de début de cumul, dans le cas du débourrement, on observe une répartition majoritaire sur la période mars-avril (figure 4.5 c). Pour la maturité, la répartition est divisée en deux classes : octobre-novembre et mars-avril (figure 4.6 c). D'autre part, les températures sont majoritairement contenues dans l'intervalle  $[-5 ; 5]^{\circ}\text{C}$  pour le débourrement (figure 4.5 d) et  $[0 ; 10]^{\circ}\text{C}$  pour la maturité (figure 4.6 d). En termes de degrés-jour à accumuler, le maximum d'occurrences se situe dans un intervalle de valeurs faibles ( $< 500$  degrés-jour) (figure 4.5 e). On observe pour les deux stades, une présence élevée de valeurs très faibles (quelques degrés-jour). Dans le cas de la maturité, une distribution de forme gaussienne est observable avec une moyenne centrée sur environ 100 degrés-jour (figure 4.6 e).

En comparant la répartition des valeurs de températures de base et du cumul de degrés-jour respectif, on peut observer que les valeurs de températures de base proches de 5 degrés sont associées à des valeurs de cumul de degrés-jour environnant 100 degrés-jour. Ces valeurs de calibration sont cohérentes, en termes d'ordre de grandeur, avec les résultats de Fuertes-Rodríguez *et al.* (2007). Malheureusement, on observe aussi un grand nombre de données dont la calibration est mauvaise. De plus, ces paires de paramètres permettent de diminuer l'erreur quadratique moyenne, d'augmenter la valeur de corrélation entre les observations et les résultats de modélisation, et sont considérées comme des paramètres de base pour la validation.

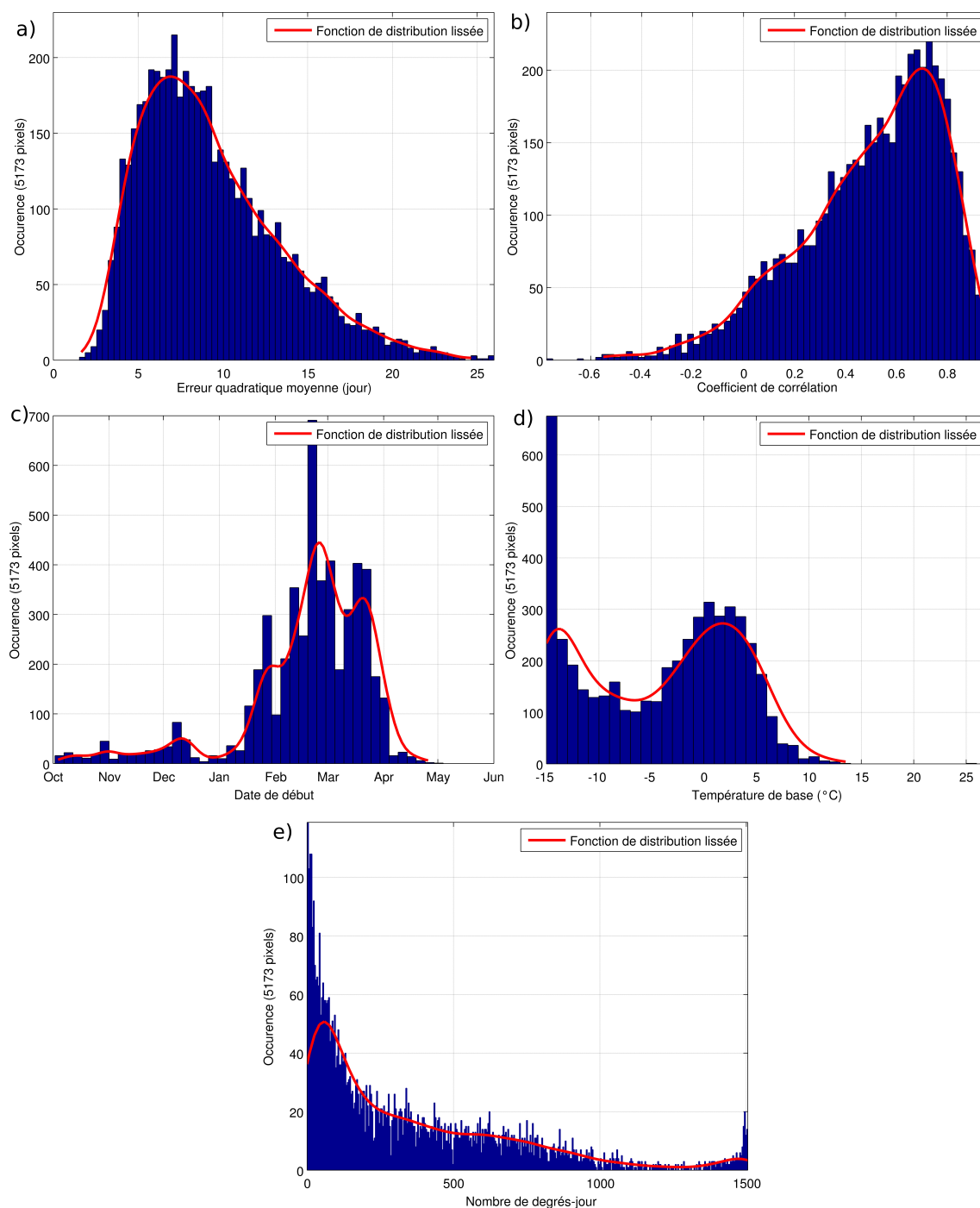


FIGURE 4.5 – Résultats de calibration du modèle phénologique pour le débourrement dans les Alpes. Pour chacun des termes de calibration, la répartition statistique de ces derniers pour tous les pixels calibrés est représentée par le biais d'histogrammes : a) erreur quadratique moyenne, b) coefficient de corrélation, c) date de début de cumul, d) température de base et e) nombre de degrés-jour nécessaire.

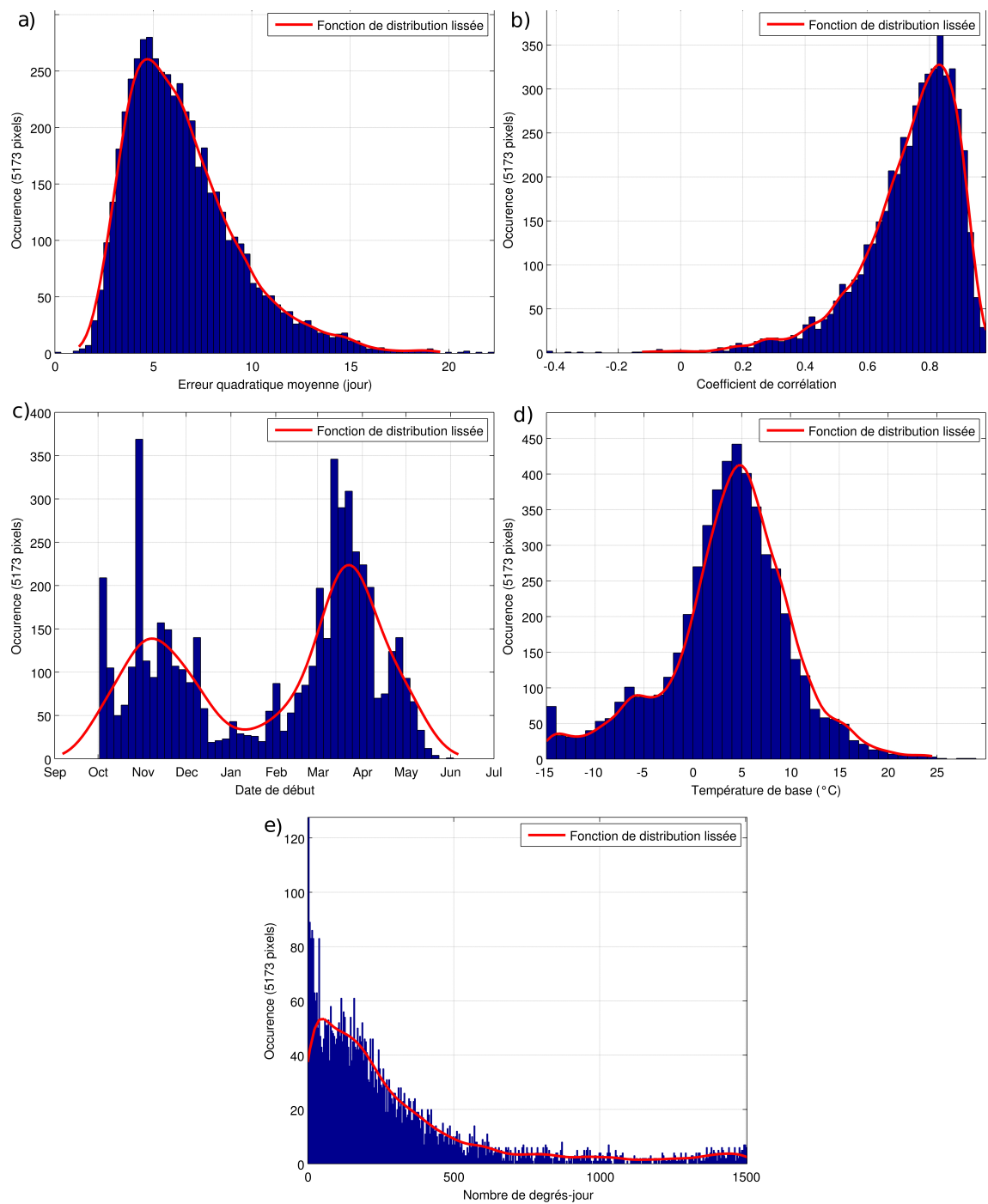


FIGURE 4.6 – Idem figure 4.5 pour la maturité.

#### **4.1.3.2 Résultats de la calibration phénologique pour la Zone Atelier Armorique**

Pour la région Armorique, les résultats de calibration du modèle phénologique sont assez similaires à ceux obtenus précédemment à l'échelle des Alpes. L'erreur quadratique moyenne ainsi que le coefficient de corrélation montrent les mêmes comportements, tout comme les valeurs de paramètres (figures 4.7 et 4.8). On note cependant une meilleure reproduction des données dans le cas de la modélisation du débourrement par rapport à la maturité. En terme de température de base et de cumul de chaleur respectif, des conclusions identiques à la calibration réalisée dans les Alpes sont visibles, puisqu'on retrouve des valeurs de paramètres semblables. Lorsque la température de base approche une valeur de quelques degrés (entre 0 et 5°C), la modélisation est meilleure et les cumuls de chaleur sont estimés à quelques centaines de degrés-jour en ordre de grandeur. Pour la maturité, la distribution des températures de base est plus dispersée que pour le débourrement, les valeurs de reproductibilité sont meilleures et les cumuls à effectuer sont aussi moins dispersés.

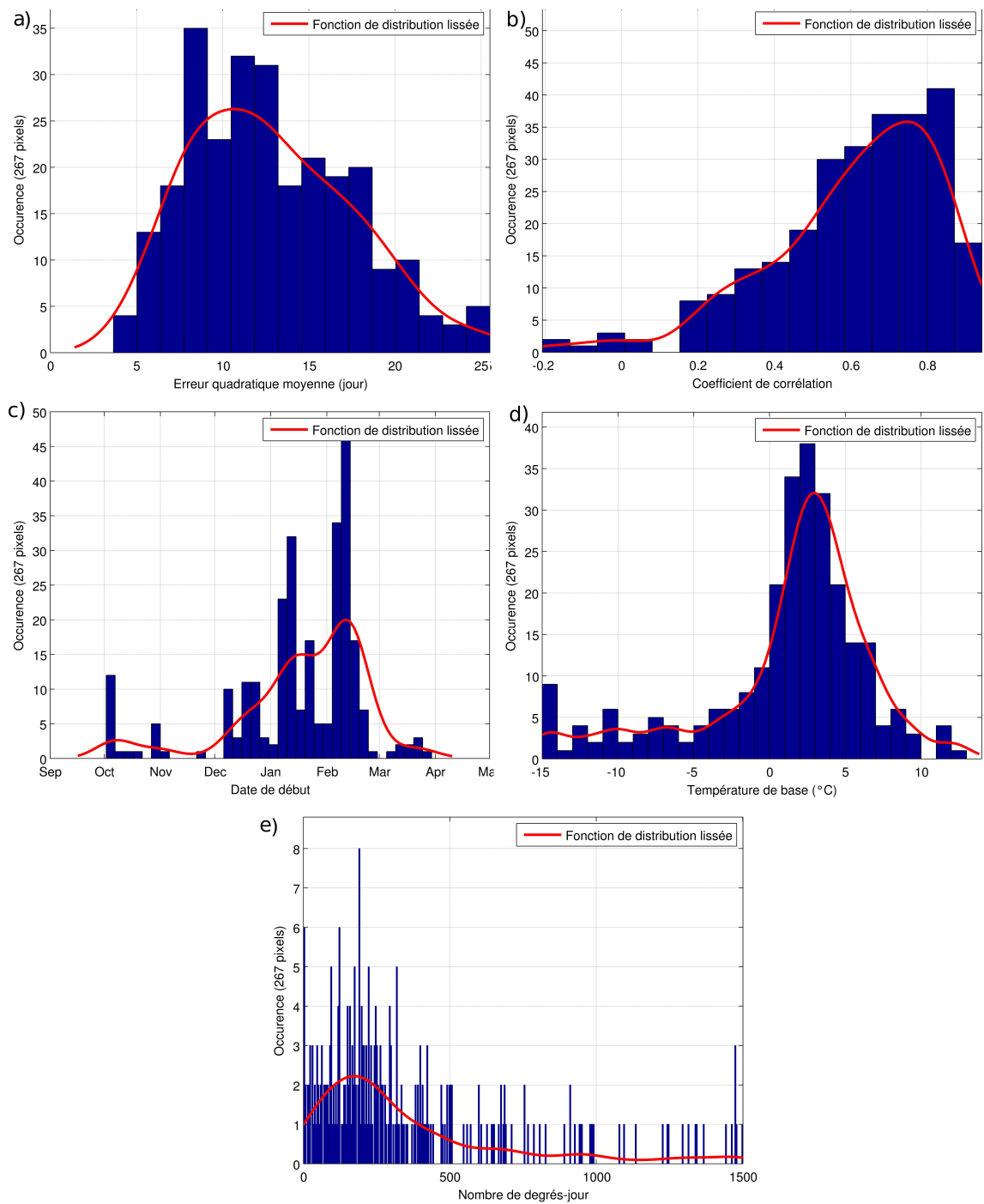


FIGURE 4.7 – Résultats de calibration du modèle phénologique pour le débourrement en Armorique : idem figure 4.5.

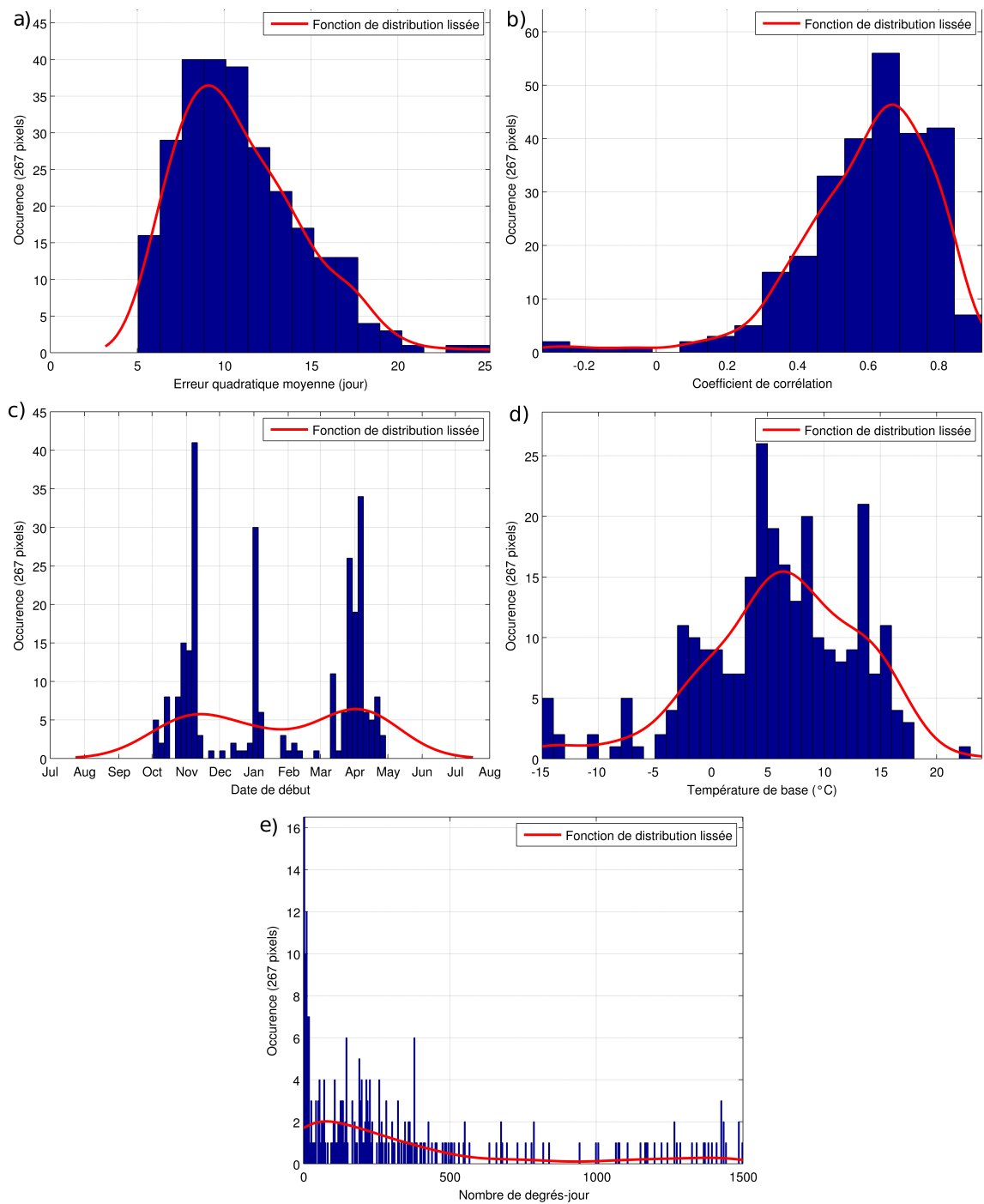


FIGURE 4.8 – Résultats de calibration du modèle phénologique pour la maturité en Armorique : idem figure 4.5.



## 4.2 La variabilité climatique et phénologique prévue en 2021-2050

Une fois effectuées les calibrations du modèle pour chacun des pixels analysés, il est possible de reproduire, avec une certaine marge d'erreur, la variabilité phénologique sous contrainte de variations climatiques potentielles pour les stades de débourrements et de maturité. Afin de déterminer une possible modification du calendrier phénologique régional sous contrainte de changement climatique, le modèle degré-jour peut ainsi être forcé en utilisant des données climatiques issues de sorties de modèles numériques du climat, en fonction de certains scénarios proposés par le GIEC IPCC (2007). Dans un premier temps, les données ainsi que leur variabilité prévue sont présentées puis l'influence de ces changements sur la phénologie est indiquée.

### 4.2.1 Les données climatiques issues du portail Drias de Météo-France

Le projet DRIAS (Donner accès aux scénarios climatiques Régionalisés français pour l'Impact et l'Adaptation de nos Sociétés et environnement) a été développé par Météo-France afin de fournir aux usagers des scénarios climatiques sur le territoire français à une échelle régionale. Le portail d'accès aux données a ouvert en 2013 via <http://www.drias-climat.fr/>. Différents résultats de plusieurs modèles contraints par différents scénarios sont disponibles et proviennent d'une collaboration entre trois laboratoires français (CERFACS, CNRM-GAME, LMD). Les trois principaux scénarios de référence d'émission de gaz à effet de serre (parmi les six des scénarios SRES - Special Report on Emission Scenario) sont utilisés : A2 (dit « pessimiste »), A1B (« intermédiaire ») et B1 (« optimiste »). Les différents scénarios sont basés sur plusieurs voies de développement possible en fonction de facteurs démographiques, économiques et technologiques ainsi que sur les émissions de gaz à effet de serre qui en découlent (IPCC, 2007). Les données utilisées dans ce travail proviennent d'une simulation effectuée par le modèle ALADIN (Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational) du CNRM/GAME contraint par le modèle ARPEGE global avec une résolution de 50 km sur l'Europe. Ce modèle est donc basé sur des principes physiques théoriques *a contrario* de modèles climatiques statistiques.

Le scénario sélectionné correspond au scénario intermédiaire A1B sur une période temporelle de futur proche (2021-2050). Le modèle intermédiaire est privilégié à celui pessimiste ou optimiste étant donné qu'il présente le scénario moyen. Sachant que le climat a un impact sur la répartition des espèces végétales, la période du

futur proche est retenue afin de ne calculer que les variations phénologiques pour les espèces végétales hypothétiquement encore présentes sur les régions étudiées pendant cette période. Les simulations sont d’une résolution temporelle journalière et avec une grille de 12 km. Une étape statistique de correction avec une méthode quantile-quantile (Déqué, 2007) et de descente d’échelle est effectuée afin d’obtenir des données respectant le plus possible la climatologie actuelle et avec une résolution spatiale de 8 km. La descente d’échelle est effectuée à partir des réanalyses SAFRAN-France étudiées précédemment (cf. chapitre 2). Les variables climatiques analysées sont les températures moyennes ainsi que les précipitations totales à une échelle journalière.

## 4.2.2 Les variations climatiques prévues

### 4.2.2.1 Les évolutions attendues pour la Zone Atelier Alpes

**A l’échelle de la zone d’étude alpine, les conditions pluviothermiques simulées à moyen terme (2021-2050) sont principalement représentatives d’une augmentation des températures** (figure 4.9). En comparant les conditions climatiques sur la période 2021-2050 par rapport à la période de référence 1988-2009, on observe un déplacement du domaine de normalité des valeurs thermiques de l’ordre de 2°C. Le domaine de normalité étant défini par l’intervalle borné par la moyenne avec plus ou moins l’écart-type. Les précipitations moyennes annuelles montrent des valeurs en moyenne légèrement plus faibles, de l’ordre de 5 %.

A une échelle saisonnière, les températures moyennes montrent des valeurs supérieures principalement pour l’automne (+2°C) alors que les autres saisons sont marquées par une augmentation plus faible des températures (1 à 1,5°C) (figure 4.10). Les précipitations sont quasiment identiques en hiver et en été par rapport à la période actuelle. L’amplitude interannuelle des précipitations est plus faible au printemps et une diminution des précipitations est visible en automne.

**L’augmentation potentielle des températures est spatialement hétérogène.** On note une augmentation plus importante pour les domaines d’altitude que ceux de plaine (figure 4.12). Le nord-ouest de l’Isère est caractérisé par l’augmentation la plus faible dans cet espace d’étude. La température est prévue en baisse pour le printemps par rapport à la période de référence. On note aussi une augmentation très élevée des températures dans la partie sud-ouest des Hautes-Alpes et le nord des Alpes de Haute-Provence. Néanmoins, cette zone a été identifiée comme incertaine dans le développement des données SAFRAN (*i.e.* montrant une discontinuité thermique importante avec des zones voisines). La robustesse de cette augmentation est donc difficilement interprétable à ce stade d’analyse.

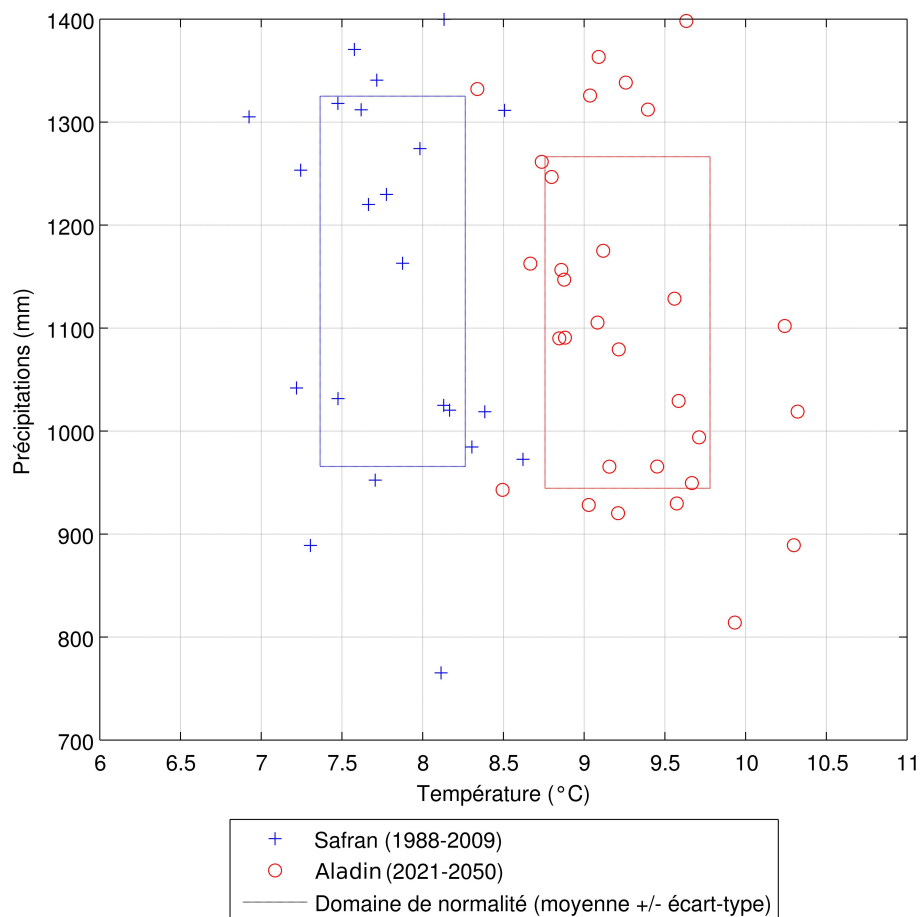


FIGURE 4.9 – Distribution bivariable des conditions pluviothermiques annuelles attendues sur les Alpes pour la période 2021-2050 par rapport à la période de référence 1988-2009. Chaque année est positionnée en fonction des moyennes annuelles de température et de cumul de précipitations. Les encadrés correspondent aux conditions normales (la moyenne plus ou moins l'écart-type) pour les deux types de données (SAFRAN-France pour la période 1988-2009 et Aladin pour la période 2021-2050).

Concernant les précipitations, l'évolution est bien plus hétérogène à la fois spatialement et saisonnièrement. En hiver, une division de l'espace étudiée est remarquable. Au nord des Alpes, les précipitations subissent une légère baisse alors qu'elles augmentent dans le sud des Alpes. Au printemps, une organisation moins régionalisée apparaît. On note différentes zones où les précipitations baissent légèrement, principalement dans les massifs préalpins (du nord au sud : Chartreuse, Vercors, Diois et Dévoluy). Les massifs de plus haute montagne sont eux sujets à une augmentation prévue des précipitations (Ecrins et Vanoise). En été, on observe aussi une augmentation des précipitations pour ces espaces d'altitude ainsi que pour les Hautes-Alpes et le nord des Alpes de Haute-Provence. En automne, une diminution généralisée des précipitations est observable avec une sévérité plus importante dans le sud. L'espace correspondant à la Vanoise enregistrerait plutôt une légère augmentation des précipitations.

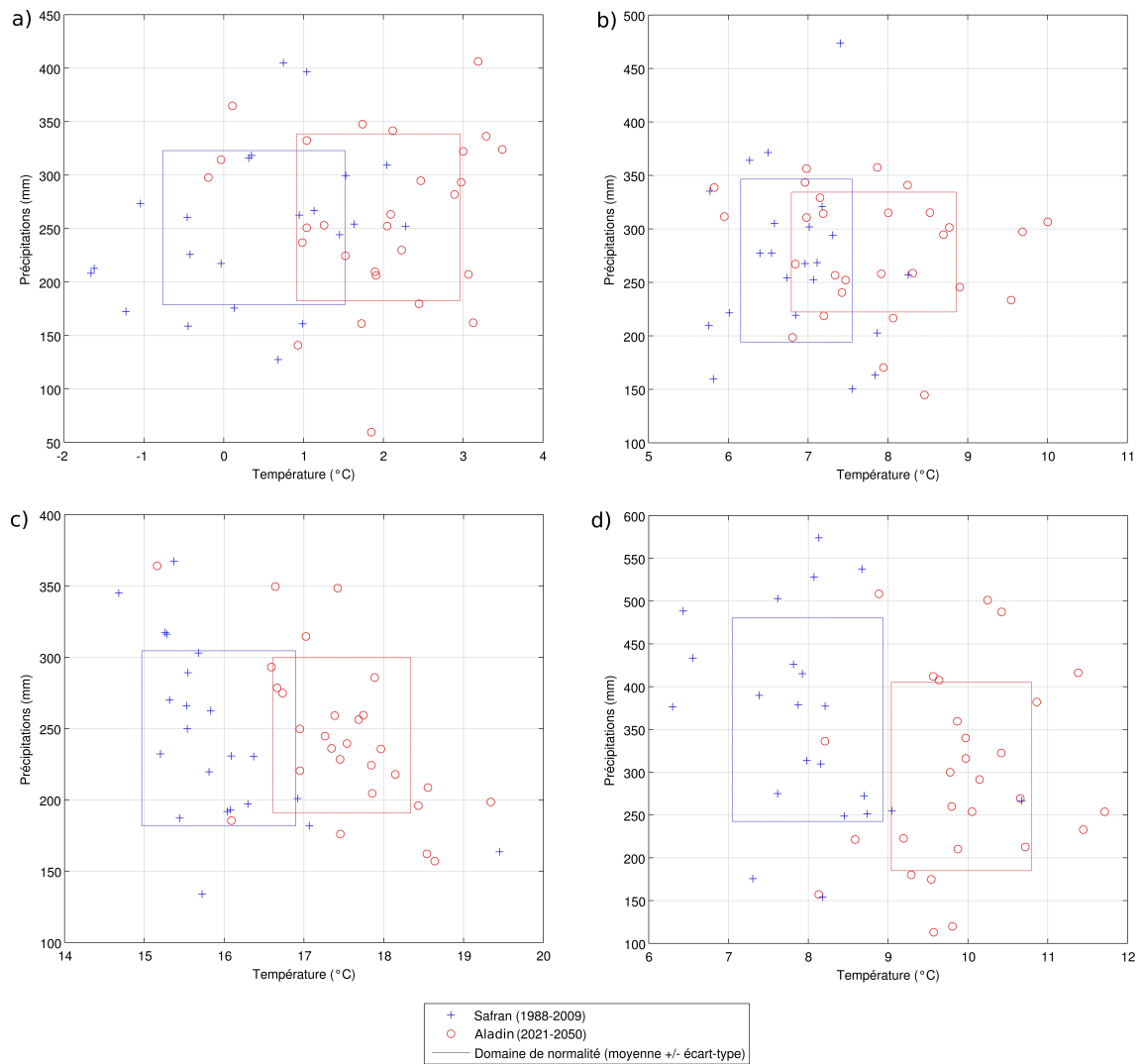


FIGURE 4.10 – Distribution bivariable des conditions pluviothermiques saisonnières sur les Alpes pour la période 2021-2050 par rapport à la période de référence 1988-2009 : idem qu'en figure 4.9. Les conditions sont représentatives de l'hiver en a, du printemps en b, de l'été en c et de l'automne en d.

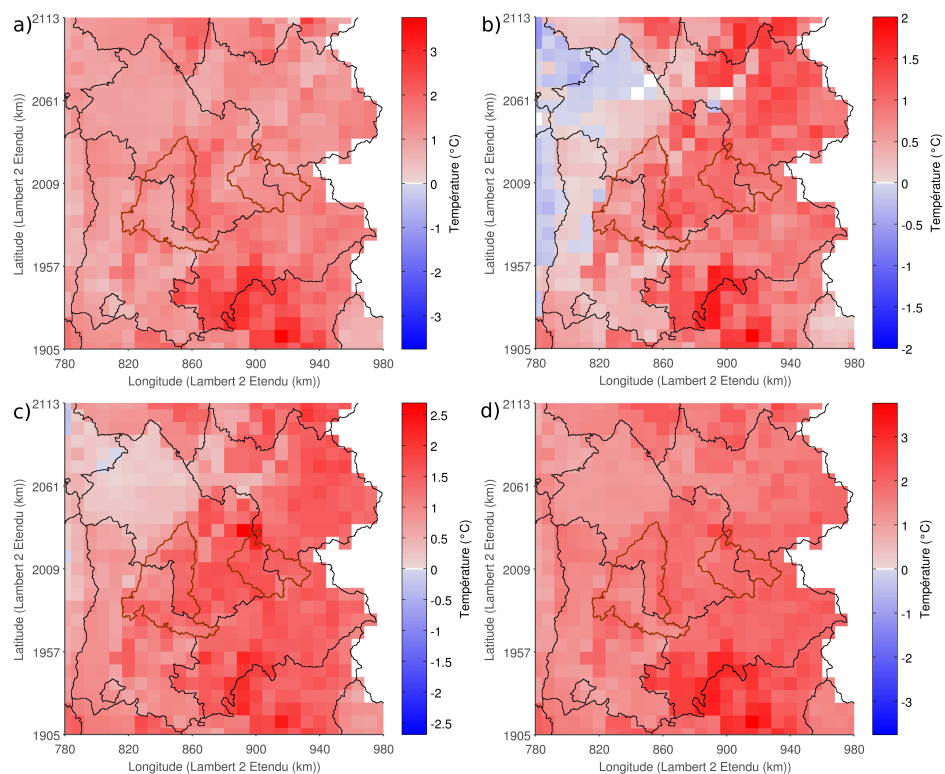


FIGURE 4.11 – Champs d'écart thermique sur les Alpes par rapport à la période de référence. L'écart est déterminé avec les données Aladin sur la période 2021-2050 par rapport aux données SAFRAN sur la période 1988-2009. Les cartes sont représentatives de l'hiver (a), du printemps (b), de l'été (c) et de l'automne (d).

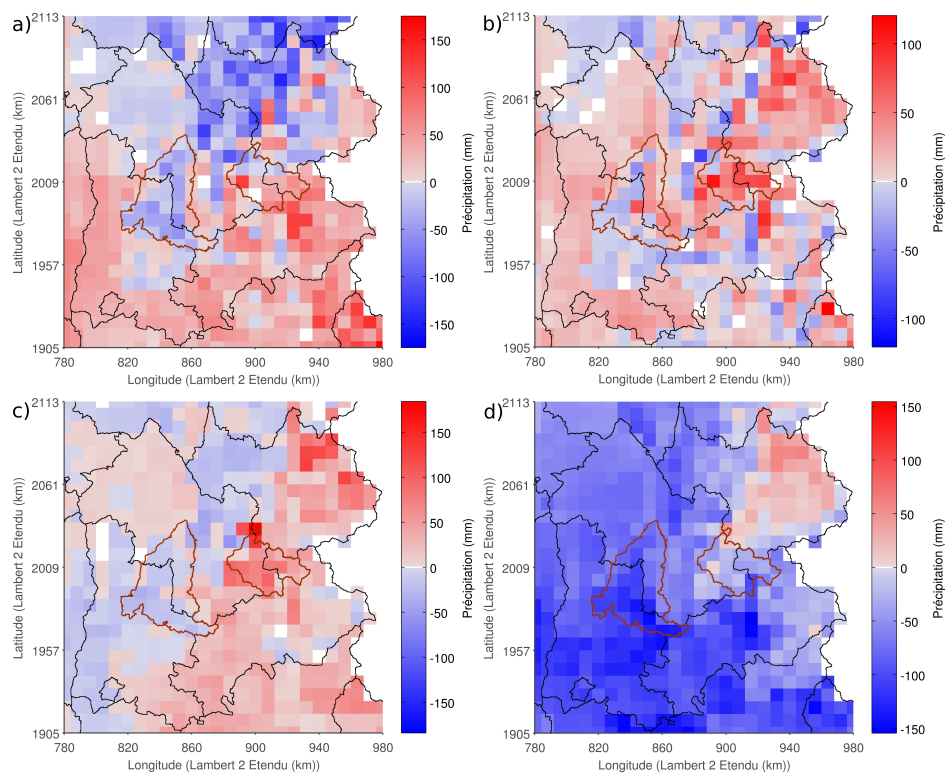


FIGURE 4.12 – Idem que pour la figure 4.11 mais pour les précipitations.

#### 4.2.2.2 Les évolutions attendues pour la Zone Atelier Armorique

En Armorique, les conditions pluviothermiques sous contrainte de changement climatique évoluent à la fois en terme de température et de précipitations. **Par rapport à la période de référence et selon le scénario intermédiaire retenu, la température s'élèverait ainsi d'environ 1°C et les précipitations diminueraient de 100 mm** (figure 4.13).

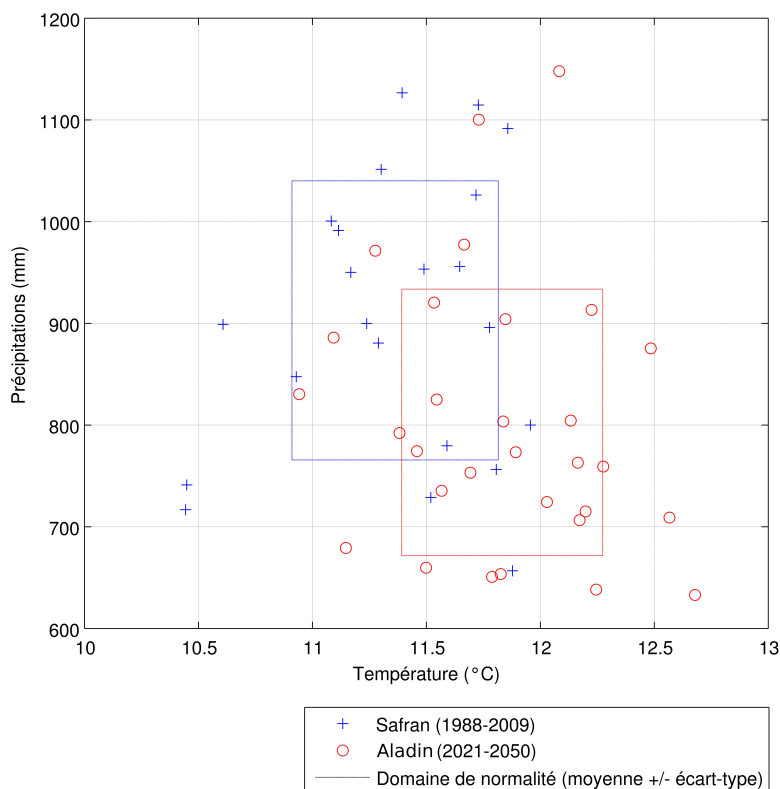


FIGURE 4.13 – Idem que figure 4.9 pour la région armoricaine.

Dans cette région, il existe aussi plusieurs évolutions différentes pour chacune des saisons (figure 4.14). En hiver, une légère baisse de la température est notable ainsi qu'une diminution de l'amplitude pluviométrique. Au printemps, seule une baisse de la précipitation est mise en avant par les prévisions étudiées alors que l'amplitude des températures augmente. En été, des changements plus importants sont visibles : une baisse d'environ 50 mm des précipitations et une augmentation des températures de l'ordre de un degré. En automne, seule la température augmente de l'ordre de 1°C.

Spatialement, le réchauffement des températures prévu est marqué par un gradient nord-sud avec une augmentation plus accentuée dans le sud de la région. Une diminution des précipitations annuelles s'observe également, avec une baisse plus importante dans l'ouest de la région que celle observée à l'est. En hiver, l'augmentation des températures semble moins marquée à l'intérieur des terres que sur le littoral ; néanmoins, les données sont aussi moins fiables sur l'espace côtier parce

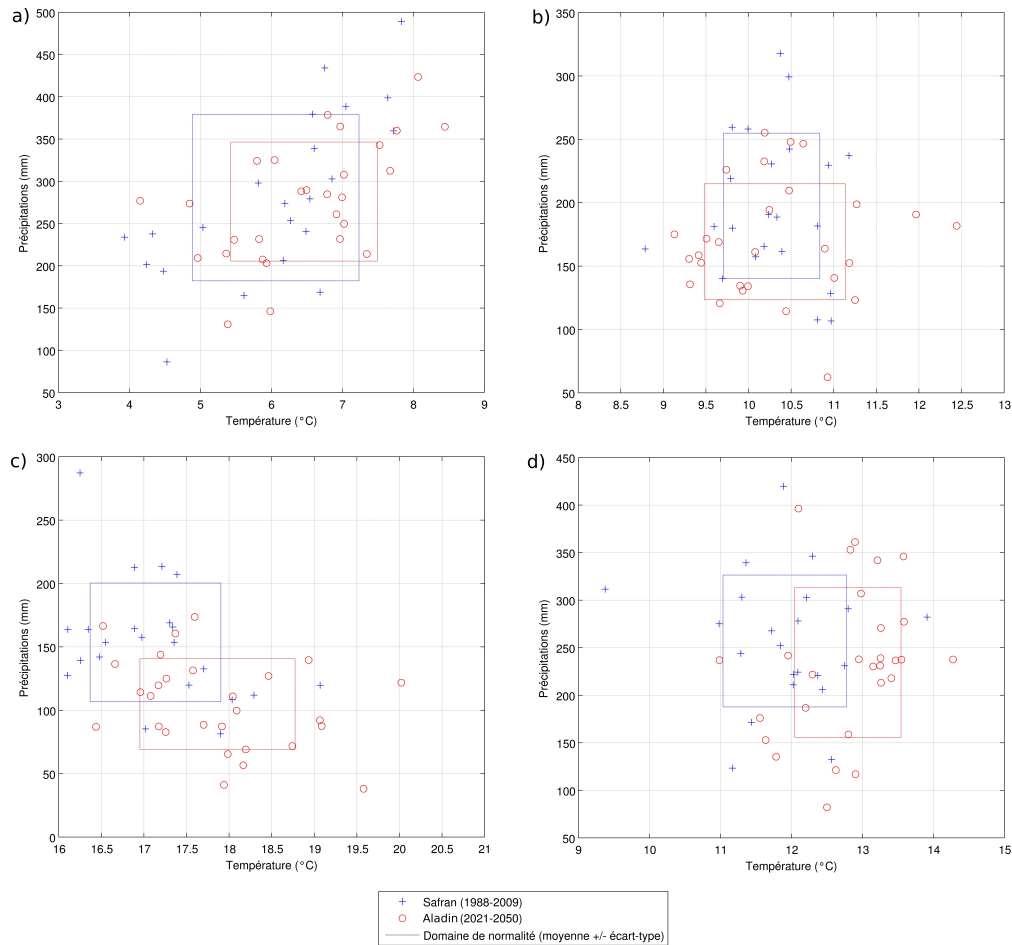


FIGURE 4.14 – Idem figure 4.10 pour l’Armorique.

que les données SAFRAN sont obtenues par le biais d’interpolation et que les littoraux sont à la limite du domaine d’interpolation. Au printemps, les températures n’évoluent pas aussi significativement que pour les autres saisons. On observe une zone d’augmentation des températures au sud de la région et à l’intérieur des terres entre les départements de Côte d’Armor et du Morbihan, ainsi qu’en Ile-et-Villaine et en Mayenne. Le reste de la région est caractérisé par une faible diminution des températures. En été, la hausse des températures est généralisée avec une faible augmentation pour le département de la Manche. En automne, on observe une organisation inversée, le réchauffement étant plus important au nord qu’au sud.

Pour les précipitations, la diminution est observable pour toutes les saisons avec une baisse plus marquée dans l’ouest de la région. On note cependant des zones marquées par une pluviométrie supérieure à la période de référence comme le département du Morbihan en hiver ainsi que la Manche en automne. Néanmoins, cette évolution n’est qu’en légère hausse (environ 20 mm par trimestre).

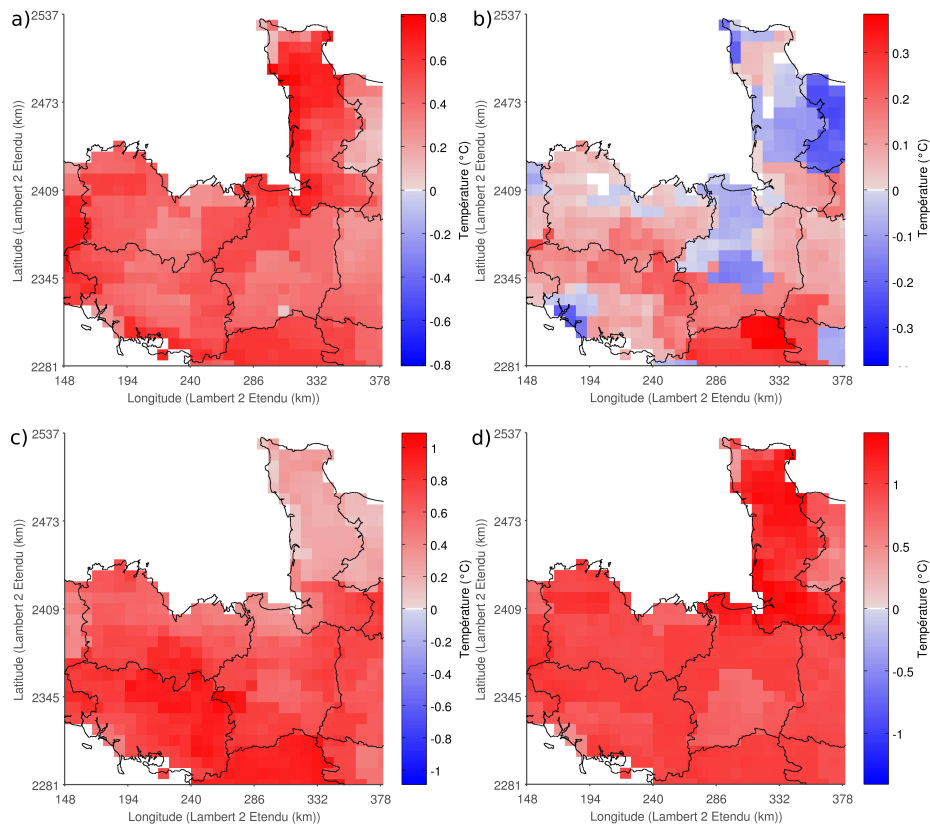


FIGURE 4.15 – Idem que figure 4.11 pour la région armoricaine.

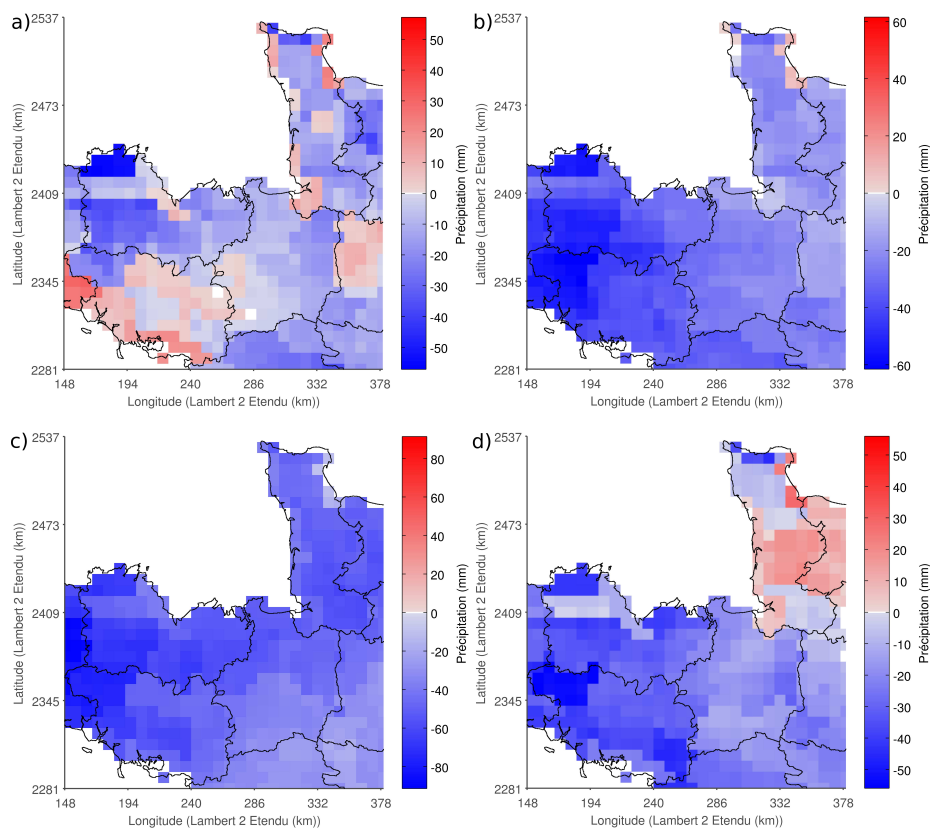


FIGURE 4.16 – Idem figure 4.15 pour les précipitations.



### 4.2.3 Influences des changements pluviothermiques à moyen terme sur la phénologie

En utilisant les données précédemment décrites ainsi que le modèle phénologique et sa calibration pour chacun des pixels de végétation sélectionnés sur les zones d'étude, la détermination d'avancement ou de retard potentiel du calendrier phénologique pour le futur proche est analytiquement possible. Etant donné que les données phénologiques ayant servi à la calibration du modèle montrent des biais assez importants par rapport aux données d'observation, seuls les écarts relatifs entre les dates modélisées et observées sont analysés. En effet, on s'intéresse principalement à la différence absolue entre le modèle et les observations sachant que les données d'observation ne sont pas fiables de manière absolue mais plutôt de manière relative.

Dans le tableau 4.2, les différences de dates phénologiques entre le futur et le présent sont négatives pour les deux zones et pour les deux stades analysés. Ces valeurs montrent donc **un avancement des phases de croissance de la végétation caduque par rapport aux observations présentes issues de la télédétection à l'échelle des deux zones**. Pour le débourrement, l'avancement des phénostades est de l'ordre de 3 jours dans les Alpes et en Armorique. La maturité est caractérisée par un avancement de 7 jours dans les Alpes et seulement 2 jours en Armorique. La différence observée entre les deux zones d'étude peut être une conséquence d'un réchauffement plus important des températures hivernales et printanières dans les Alpes qu'en Armorique (figures 4.10 et 4.14). Les températures en Armorique augmentent pendant l'hiver mais l'augmentation est relativement faible pendant le printemps, pouvant ainsi expliquer la similarité d'avancée phénologique. On observe aussi dans les Alpes une variation de ces avancées plus faible qu'en Armorique (7 jours pour les Alpes contre 10 jours en Armorique, tableau 4.2). Cette différence de variations qui est aussi visible pour la période temporelle actuelle (cf. chapitre 3) est sûrement due à des variations spatio-temporelles de la température plus marquées en Armorique que dans les Alpes.

Stade phénologique	Différence de date phénologique	
	Alpes	Armorique
Débourrement	-2,9 [6,5]	-3,1 [10,0]
Maturité	-6,8 [8,8]	-2,0 [10,3]

Tableau 4.2 – Résultats de simulation phénologique pour les stades de débourrement et de maturité dans les Alpes et en Armorique. Les moyennes régionales de différences des dates phénologiques prévues et observées sont présentées ainsi que la moyenne spatiale des écarts-type temporels (entre crochet).

## Conclusion et discussion

Dans ce chapitre, un des scénarios possible de changement climatique ainsi que son influence sur la phénologie sont présentés. L'influence de potentiels changements climatiques est observée par le biais de la précocité ou du retard des stades phénologiques de croissance. Une modélisation phénologique ainsi qu'une analyse sur un des scénarios climatiques possibles sont donc testées.

Afin de modéliser les influences climatiques sur la phénologie, un modèle simple mais réaliste de degré-jour est utilisé. Le modèle considère un seuil de chaleur à dépasser pour la réalisation du stade. Le modèle est paramétré par rapport à trois variables : la température de base, la date de début de cumul et le seuil de chaleur à atteindre. Le modèle de degré-jour est calibré en utilisant les données phénologiques des stades de débourrement et de maturité (principales phases de croissance des végétaux) ainsi que des données thermiques issues des réanalyses SAFRAN-France préalablement interpolées par rapport à l'altitude pour la région alpine. La calibration est effectuée pour chacun des pixels représentatifs de forêts de feuillus ou mixtes et voisins de pixel ayant les mêmes caractéristiques. Cette sélection permet de travailler sur des ensembles de pixels de superficie assez importante ( $> 200 \text{ km}^2$ ) afin d'augmenter la représentativité de la variabilité phénologique de cette occupation du sol de nature forestière.

La calibration est effectuée sur une période d'observation de 11 années (de 1999 à 2009), période pour laquelle les données thermiques issues des réanalyses SAFRAN-France et les données phénologiques de la mission satellitaire SPOT-VGT ont été étudiées. Les résultats de la calibration montrent une certaine similarité entre les deux régions et les deux stades phénologiques pour laquelle la calibration est effectuée. L'erreur de reproduction est de l'ordre de 1 à 2 semaines et le coefficient de corrélation est la plupart du temps, positif et supérieur à 0,40. On note une meilleure reproductibilité dans le cas de la maturité que du débourrement pour la zone alpine qu'armoricaïne. Cet effet pourrait être dû à différents facteurs. Dans un premier temps, la précision des données phénologiques peut être la cause de ces observations, sachant qu'elles n'ont été validées que pour le stade du débourrement et de la sénescence. De plus, le stade de la maturité se situant proche du centre de la dynamique annuelle du NDVI contrairement au débourrement qui est situé à l'extrémité de la dynamique, ce dernier pourrait montrer des valeurs plus proches des données d'observation. Dans un second temps, puisque la phase de maturité se situe après la phase de débourrement, le nombre de degrés-jour à accumuler est donc potentiellement plus important, ce qui peut entraîner une diminution de la sensibilité pour la phase de calibration. Etant donné que les températures sont plus élevées après la phase de débourrement (printemps), le choix dans la valeur des paramètres

est plus exhaustif et donc de qualité supérieure.

Afin de quantifier l'influence de variations climatiques sur les phases phénologiques de croissance, des données de scénario climatique issues du portail Drias sont exploitées dans ce chapitre. Le scénario retenu est soumis à un schéma de forçage de type A1B sur la période 2021-2050 modélisée à l'aide du modèle ALADIN puis traitée avec l'aide d'un modèle de descente d'échelle pour retrouver la même résolution spatiale que les données SAFRAN-France. Les données de prévision montrent sur la période sélectionnée, une augmentation des températures de l'ordre de 1 à 1,5°C à l'échelle annuelle avec une augmentation plus marquée dans les Alpes qu'en Armorique. L'augmentation thermique plus faible que dans les Alpes provient sûrement de la présence de l'océan (Brisson et Levraut, 2010) et de la latitude plus basses des Alpes (van der Linden et Mitchell, 2009). A l'échelle saisonnière, la tendance est similaire pour toutes les saisons dans les Alpes alors qu'en Armorique, l'augmentation est principalement visible pour l'été et l'automne. Spatialement, l'augmentation est plus marquée dans le sud de chacune des zones que dans le nord. Les précipitations montrent une diminution à l'échelle annuelle de l'ordre de 10 % pour l'Armorique alors que dans les Alpes, aucune tendance n'est visible, mise à part une légère diminution de l'ordre de 5 % pendant l'automne. En Armorique, la diminution est surtout observée au printemps et en été. Le modèle de degré-jour est ensuite appliqué aux séries thermiques issues des prévisions et interpolées à une résolution de 1 km<sup>2</sup> pour les Alpes afin de rendre compte de l'influence de l'altitude sur la température (cf. chapitre 2). Finalement, l'augmentation des températures annuelles provoquent pour les deux zones d'étude, une avancée des phases de croissance végétale. En Armorique, l'avancée est similaire pour les deux phases de croissance d'environ 2,5 jours. Alors que dans les Alpes, l'avancée est plus marquée pour la maturité (7 jours) que pour le débourrement (3 jours). Ces résultats sont, pour le débourrement, en accord avec la littérature (Vitasse, 2009) par rapport à l'ordre de grandeur des avancées.

## **Perspectives concernant la résolution des données**

La résolution des données nécessaires à l'exécution d'un modèle est un point essentiel pour réussir à reproduire convenablement un phénomène. Les différentes utilisations des données, à savoir l'initialisation, le forçage, la calibration ou encore la validation doivent être de la meilleure qualité possible tant sur les plans temporels que spatiaux.

Pour les données phénologiques, la télédétection est, de par ses projets futurs de suivis terrestres, un moyen efficace d'obtenir des données d'observation plus ou moins fiables, comme nous avons pu le voir dans le chapitre 3. Les capteurs s'amé-

liorant au fil du temps, ils offrent maintenant des données plus précises comme par exemple avec le projet européen Sentinel qui présente une résolution spatiale de quelques mètres (Panetti *et al.*, 2012). Ce dernier est basé sur le même principe que la constellation de satellite A-Train, *i.e.* plusieurs satellites équipés de différents capteurs mais se suivant sur le plan temporel, permettant d'augmenter la résolution temporelle d'obtention des données (L'Ecuyer et Jiang, 2010). D'autres pistes d'observation sont à explorer comme par exemple l'utilisation de caméras dédiées, ou non, à l'observation terrestre (Julitta *et al.*, 2014) ou encore le développement méthodologique utilisant les drones. La résolution plus haute de données phénologiques permettrait de limiter les données aberrantes détectées à la frontière des organisations végétales (cf. chapitre 3) et augmenterait aussi le nombre de pixels observés et donc, des données environnementales intégrées aux modèles de climat.

La résolution des données climatiques est aussi en train de s'améliorer avec l'utilisation de modèles dont la résolution horizontale descend maintenant à quelques mètres dans des simulations locales ou à quelques kilomètres pour des expériences nationales (Rummukainen, 2010). Dans ce chapitre, les données climatiques de température ont été désagrégées spatialement par rapport à l'altitude pour la région alpine, en lien avec le chapitre 2 portant sur les réanalyses SAFRAN-France ayant la même résolution que les données climatiques de prévision. Néanmoins, des projections climatiques avec une résolution plus élevée permettraient d'obtenir des données ne nécessitant plus de procédures de correction, ce qui enlèverait par la suite une étape de désagrégation. La résolution nécessaire pour utiliser les données climatiques comme entrée d'un autre modèle, par exemple un modèle phénologique, doit prendre en compte à la fois la diversité de la topographie, la variabilité climatique en découlant, ainsi que la complexité de l'occupation du sol présente. Dans les Alpes, l'effet de la topographie et de l'occupation du sol vont être assez semblables, étant donné leur complexité. Cette similarité explique ainsi l'importance d'une résolution faible. En Armorique, la topographie étant peu variable, c'est l'occupation du sol qui prédominera sur le choix de la résolution.

## **Discussion sur l'impact de la phénologie sur le climat**

La variabilité phénologique est essentielle dans la modélisation climatique par ses interactions entre le sol et l'atmosphère. Elle joue un rôle à la fois dans les échanges gazeux, radiatifs et acqueux. Néanmoins, il a été montré que plusieurs modèles de biosphères terrestres possédaient des lacunes dans la représentation de la phénologie végétale (figure 4.17). Ces derniers induisent des biais en termes de bilan chimique pour des gaz très importants dans la compréhension de l'environnement comme par exemple le dioxyde de carbone (Richardson *et al.*, 2013).

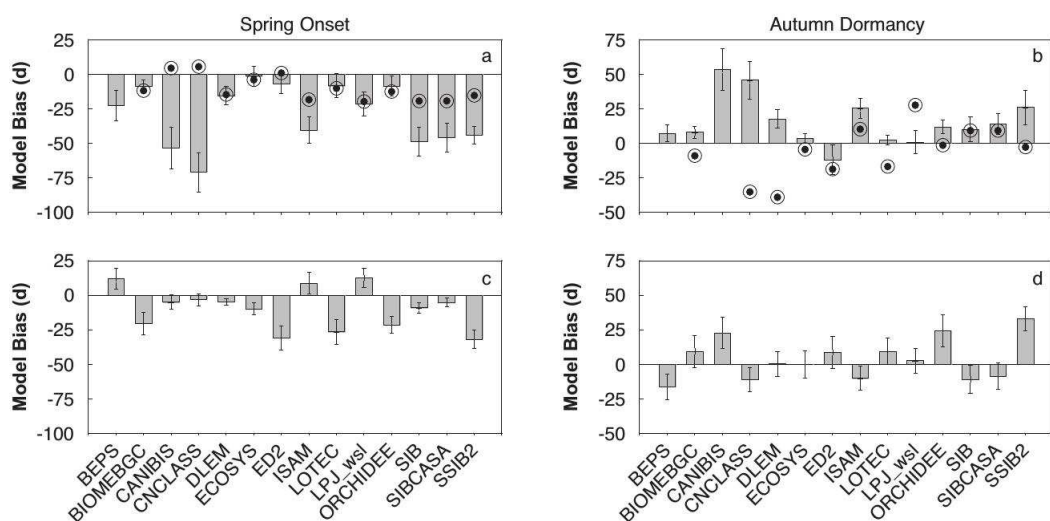


FIGURE 4.17 – Biais phénologiques dans les modèles de biosphère terrestre. Les biais phénologiques pour la feuillaison (au printemps) et la dormance (en automne) sont présentés pour 14 modèles et pour les forêts caduques (a et c) et persistantes (b et d). Figure issue de Richardson *et al.* (2013).

D'autre part, la représentativité de la variabilité spatio-temporelle de la végétation à une échelle inter- et intra-annuelle permet aussi de mieux modéliser les climats régionaux grâce aux influences de la végétation sur les transferts radiatifs et acqueux dans l'atmosphère (Lu et Shuttleworth, 2002). En effet, en comparant des modélisations climatiques avec une végétation dynamique issue soit de données de télédétection soit modélisée directement par un modèle conjoint, les données climatiques analysées (températures minimales et maximales ainsi que les précipitations) sont mieux représentées que par un forçage végétal moyen. Cependant, la modélisation de la dynamique foliaire est de plus en plus utilisée en modélisation climatique même si l'ajout de cette dernière a, comme on peut s'en douter, un impact non négligeable d'un point de vue calculatoire.

Les rétroactions de la phénologie sur la météorologie et sur la climatologie sont encore très peu connues de manière quantifiée, en dehors des échanges de dioxyde de carbone. Les différentes influences de la phénologie sur le climat concernent à la fois la dynamique foliaire et l'activité physiologique de la canopée (figure 4.18). L'évolution foliaire impacte principalement les conditions physiques du milieu environnant, comme par exemple la rugosité du sol ou encore l'albédo. Tandis que l'activité physiologique va majoritairement modifier les conditions chimiques de l'atmosphère (flux de vapeur d'eau et de carbone). Mais les impacts d'un retard ou d'une avancée des phases phénologiques sur les échanges avec l'atmosphère sont encore très peu connus à une échelle globale.

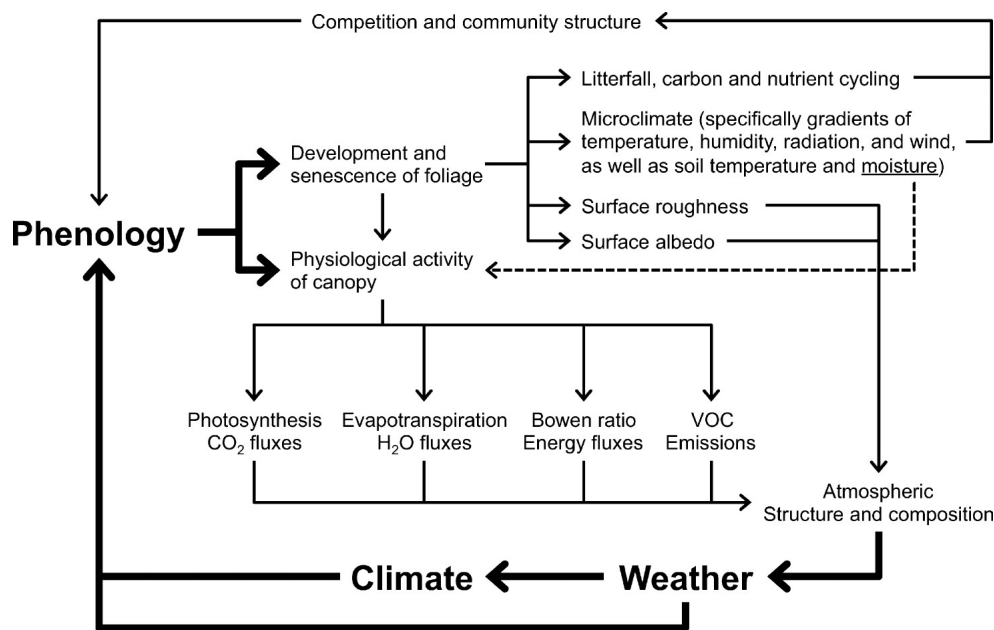


FIGURE 4.18 – Schéma conceptuel des rétroactions de la phénologie sur le système climatique. Figure issue de Richardson *et al.* (2013).

Actuellement, le programme de recherche FLUXNET a pour but d'améliorer la compréhension de ces échanges entre le sol et l'atmosphère afin de permettre la mise en place de nouveaux modèles phénologiques et de fournir des données fiables de micrométéorologie pour la calibration ou la validation de modèles. Néanmoins le problème de la variabilité bioclimatique est encore plus complexe sachant que les interactions entre le climat et la végétation sont perturbées par l'interaction de l'Homme d'où la nécessité de poursuivre l'étude, dans des milieux peu ou largement anthropisés, des relations Homme-Nature par le biais, par exemple des Zones Ateliers. Enfin, ces interactions sont connues de manière qualitative (comme l'ajout d'intrants pour l'agriculture ou encore les coupes réalisées pour la gestion forestière), mais ces actions de l'Homme sur son environnement ne sont pas encore implémentées en détails dans des modèles de dynamique végétale.



# Conclusion générale et perspectives

Dans cette thèse, les variations climatiques ainsi que leurs influences sur la phénologie végétale sont analysées par le biais de différentes données et méthodes, à l'échelle des Zones Ateliers Alpes et Armorique. Une analyse des conditions climatiques et phénologiques est proposée sur une période d'observation (1959-2009 pour le climat et 1999-2009 pour la phénologie) puis une modélisation statistique de certaines influences climatiques potentielles sur la phénologie est réalisée pour une période future (2021-2050).

En utilisant les données d'observation du réseau Météo-France ainsi que les réanalyses SAFRAN-France sur la période d'observation 1959-2009, différents changements climatiques sont identifiés. Les réanalyses SAFRAN-France sont tout d'abord validées à l'aide des données d'observation et montrent des résultats très différents en fonction des caractéristiques propres aux deux régions. Néanmoins, comme les données SAFRAN-France sont obtenues à partir des données d'observation de Météo-France, la validation n'est pas considérée comme indépendante et montre donc des biais par rapport à une validation utilisant des données indépendantes. Un autre problème se pose par rapport à la validation de ces données. En effet, les différences d'altitude entre les pixels de réanalyse et les stations, bien plus importantes dans les Alpes qu'en Armorique et dues en partie à la résolution des réanalyses, perturbent la phase de validation. Une correction des données est donc apportée en prenant en compte un gradient thermique journalier. Cette phase est seulement réalisée sur les températures dans les Alpes et non en Armorique à cause de la non linéarité des gradients thermiques calculés en Armorique. Au final, les réanalyses montrent des données thermiques en accord avec les séries issues des stations d'observation. On note une erreur quadratique moyenne mensuelle d'environ  $1^{\circ}\text{C}$  pour les deux régions. Pour les précipitations, les erreurs mensuelles relevées sont de l'ordre de 10 à 20 %.

Auparavant, une phase de correction des données stationnelles a été réalisée afin de détecter les erreurs temporelles potentiellement présentes dans les données d'observation. Cette détection est effectuée à l'aide de différents tests statistiques.



Certains des tests utilisés permettent de mettre en avant une rupture climatique d'ordre thermique pour les deux régions. En effet, l'année 1987 apparaît comme une date charnière avec une augmentation significative des températures annuelles. Sur le plan mensuel, l'augmentation est aussi significative entre janvier et août. Les précipitations ont quant à elles aussi subi un changement, mais d'un autre ordre, puisque le cycle d'alternance d'années sèches et pluvieuses passe d'une période de 2-4 ans à une période d'environ 8 ans après les années 1990.

Lors de l'analyse des variations phénologiques, des données d'observation ainsi que des données de télédétection sont utilisées. Les données d'observation regroupent les dates de deux principaux stades phénologiques, le débourrement et la sénescence pour plusieurs espèces d'arbre (feuillus et conifères) sur la période 1999-2009. Les données montrent certaines lacunes tant sur le plan temporel que spatial sur les deux espaces d'étude. On note cependant une certaine cohérence temporelle entre les dates de débourrement pour la région alpine. Dans les deux ZA, les conifères montrent un retard pour le stade du débourrement par rapport aux feuillus. Certaines années apparaissent soit précoces comme 2003 soit tardives comme l'année 2006. Spatialement, on observe des corrélations avec plusieurs facteurs géographiques dont deux principaux : l'altitude et la latitude. Les phases de croissance (débourrement et maturité) sont majoritairement tardives en altitude alors que la latitude joue un rôle prépondérant pour les phases de décroissance (sénescence et dormance).

La prévision climatique pour une période de temps futur est utilisée pour déterminer les variations attendues par rapport au changement climatique et son impact sur la variabilité phénologique. Il est à prévoir un changement principalement au niveau thermique avec une augmentation d'environ 1°C pour la période 2021-2050 surtout visible dans les Alpes. Pour les précipitations, une légère baisse est prévue de l'ordre de 10 % en Armorique, cette dernière est surtout observée pendant l'été et l'automne. L'augmentation de température a pour effet principal un avancement des phases de croissance végétale de l'ordre de 3 jours. On note aussi un écart d'avancement pour la maturité dans les Alpes par rapport à l'Armorique de l'ordre de 4 jours.

En terme de perspectives, plusieurs pistes sont encore à explorer. La validation des réanalyses n'étant pas indépendante, du fait de la provenance commune des deux types de données, des données indépendantes permettraient de fournir des résultats de validation plus robustes que ceux présentés ici. L'augmentation de température ainsi que la modification de la variabilité pluviométrique devraient normalement être la conséquence de modification d'états atmosphériques. Néanmoins, ces causes n'ont pas été étudiées ici, mais nécessiteraient un approfondissement.

La période d'étude des variations phénologiques est ici de 11 années, période relativement courte par rapport à la période de temps nécessaire pour déterminer une référence climatique. Les données de télédétection auraient pu permettre d'étendre cette période à environ 20 ans en utilisant d'autres sources de données spatiales, comme par exemple les données provenant du radiomètre NOAA-AVHRR (National Oceanic and Atmospheric Administration - Advanced Very High Resolution Radiometer). Les données de terrain montrent aussi beaucoup de lacunes tant spatiales que temporelles. La télédétection a permis de combler quelques-unes de ces lacunes, mais la validation a montré une certaine différence entre les relevés de terrain et les données issues du traitement du NDVI. Une étude plus approfondie de la variabilité spatio-temporelle phénologique sur des espèces caduques particulières (contrairement à cette analyse portant sur le mélange d'espèce forestières) permettrait de mieux comprendre les différences existantes entre les différentes espèces. Une meilleure compréhension des capacités « comportementales » de ces dernières améliorerait sensiblement leur modélisation phénologique par le biais d'une base de données de paramètres (par exemple : température seuil, cumul de degré-jour, date de début de cumul). Les variables topographiques utilisées pour déterminer les principales tendances climatologiques influençant cette dernière pourraient être plus exhaustives, comme par exemple l'ajout de la pente ou de l'orientation (pouvant représenter l'exposition solaire) ou encore l'orographie qui permettraient d'améliorer par la suite les variables à prendre en compte pour la modélisation phénologique.

La modélisation climatique a permis ces dernières années, des avancées majeures en climatologie. Les données utilisées dans cette thèse ont la même résolution spatiale que les réanalyses ( $8 \times 8 \text{ km}^2$ ). Cette résolution est encore trop grossière pour des études d'impact, une résolution plus fine permettrait une amélioration à la fois des prévisions climatiques ainsi que des études d'impact. Les moyens informatiques ainsi que le développement de nouveaux modèles régionaux, en perpétuelle évolution, permettront par la suite d'obtenir des simulations plus cohérentes qu'actuellement. De plus, l'utilisation de plusieurs types de prévisions, issus de différents scénarios climatiques, serait nécessaire. En effet, chacun des modèles présente une variabilité propre. L'analyse de plusieurs résultats des différents modèles permet de diminuer l'influence de cette variabilité et donc d'obtenir des variations plus vraisemblables et avec une gamme de variabilité plus pertinente. Le modèle phénologique utilisé dans cette thèse est un modèle basique concernant les phases de croissance phénologique, l'utilisation d'un modèle à deux phases par exemple, permettrait d'obtenir à la fois des résultats de calibration et de prévisions plus précis.



# Annexes

Stade phé- nologique	Résolution	Biais (moyen et [écart-type], en jour)	RMSE (moyen et [écart-type], en jour)	Coeff. de corrélation (moyen et [écart-type], en jour)
Feuillaison	500 m	-19,6 [13,8]	25,8 [11,0]	0,42 [0,30]
	1 km	-22,1 [12,9]	25,9 [11,6]	0,31 [0,28]
Sénescence	500 m	-77,3 [14,7]	77,9 [14,7]	0,36 [0,51]
	1 km	-73,5 [13,8]	74,3 [13,8]	0,32 [0,49]

Tableau B.1 – Validation des produits phénologiques dans les Alpes en fonction de la résolution du capteur Modis. Trois indices de comparaison (biais, RMSE et corrélation) sont présentés au travers de leur moyenne et de l'écart-type (entre parenthèse) calculés pour l'ensemble des placettes.

Stade phé- nologique	Résolution	Biais (moyen et [écart-type], en jour)	RMSE (moyen et [écart-type], en jour)	Coeff. de corrélation (moyen et [écart-type], en jour)
Feuillaison	500 m	-26,7 [13,3]	30,1 [13,2]	0,24 [0,30]
	1 km	-33,3 [13,0]	37,7 [13,6]	0,12 [0,32]
Sénescence	500 m	-100,6 [15,1]	101,9 [16,1]	0,62 [0,24]
	1 km	-105,4 [26,5]	106,4 [26,5]	0,46 [0,09]

Tableau B.2 – Validation des produits phénologiques en Armorique en fonction de la résolution du capteur Modis. Trois indices de comparaison (biais, RMSE et corrélation) sont présentés au travers de leur moyenne et de l'écart-type (entre parenthèse) calculés pour l'ensemble des placettes.

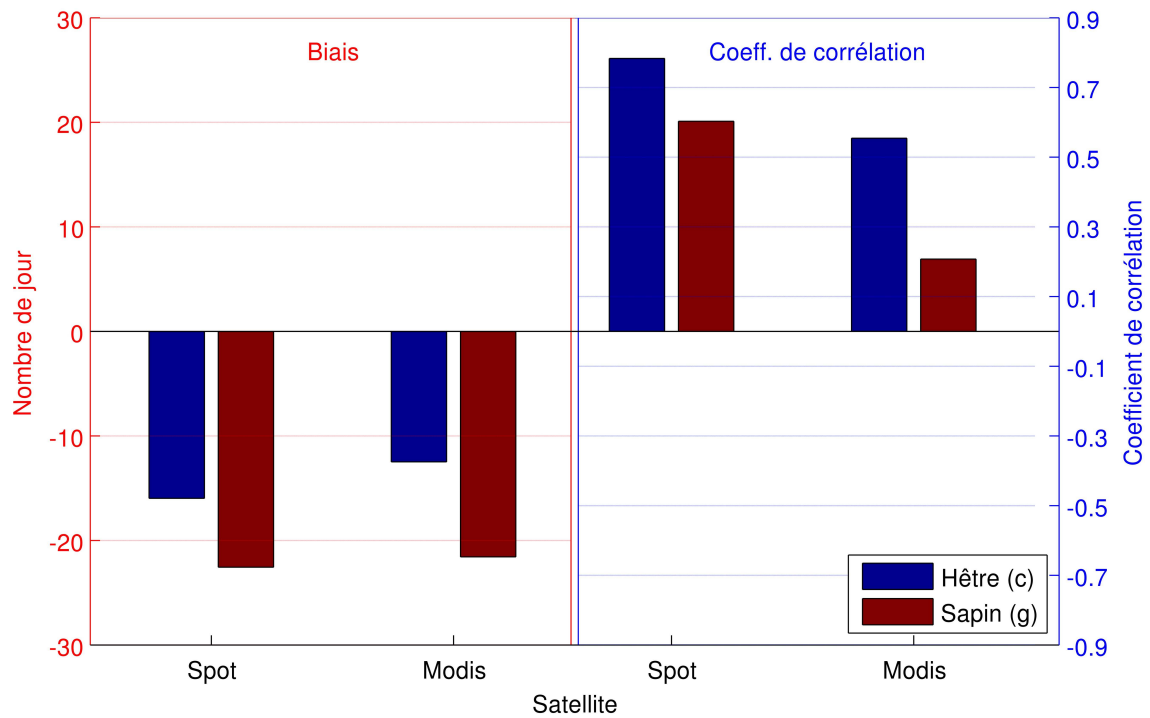


FIGURE A.1 – Comparaison des variables de validation sur une placette phénologique mélangeant plusieurs familles d’arbres. La comparaison est effectuée pour la feuillaison sur la placette mélangeant des hêtres 'c' et des sapins 'g' dans les Alpes.

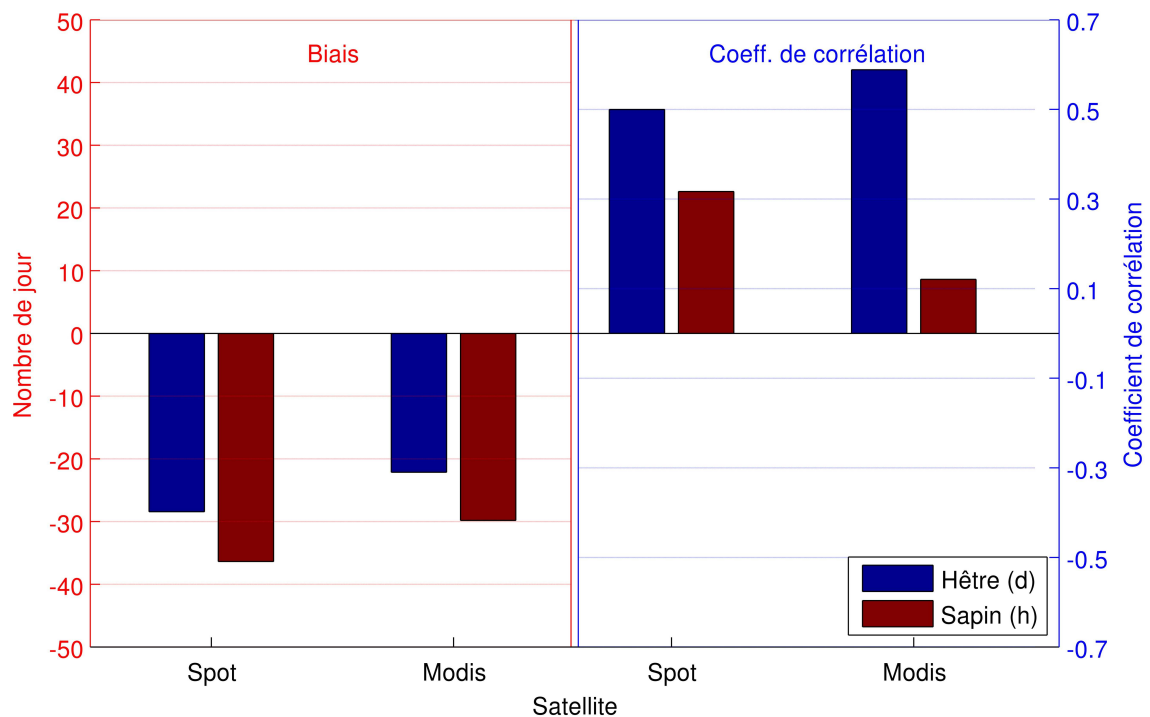


FIGURE A.2 – Comparaison des variables de validation sur une placette phénologique mélangeant plusieurs familles d’arbres. La comparaison est effectuée pour la feuillaison sur la placette mélangeant des hêtres 'd' et des sapins 'h' dans les Alpes.

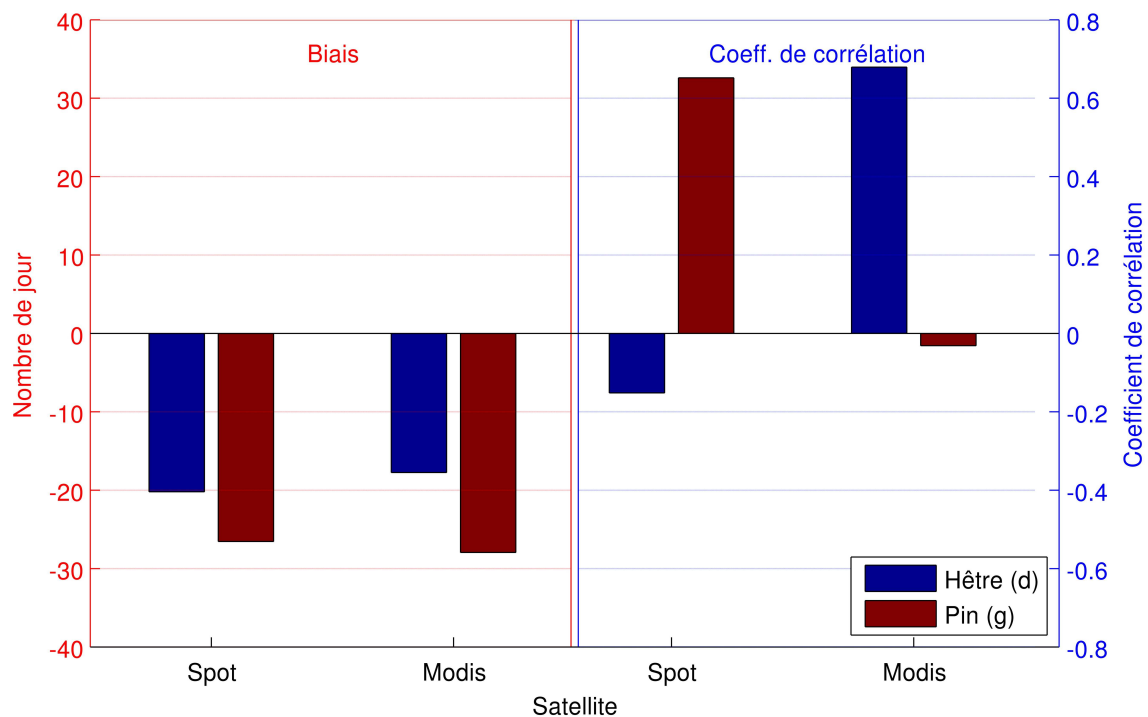


FIGURE A.3 – Comparaison des variables de validation sur une placette phénologique mélangeant plusieurs familles d’arbres. La comparaison est effectuée pour la feuillaison sur la placette mélangeant des hêtres 'd' et des pins 'g' en Armorique.

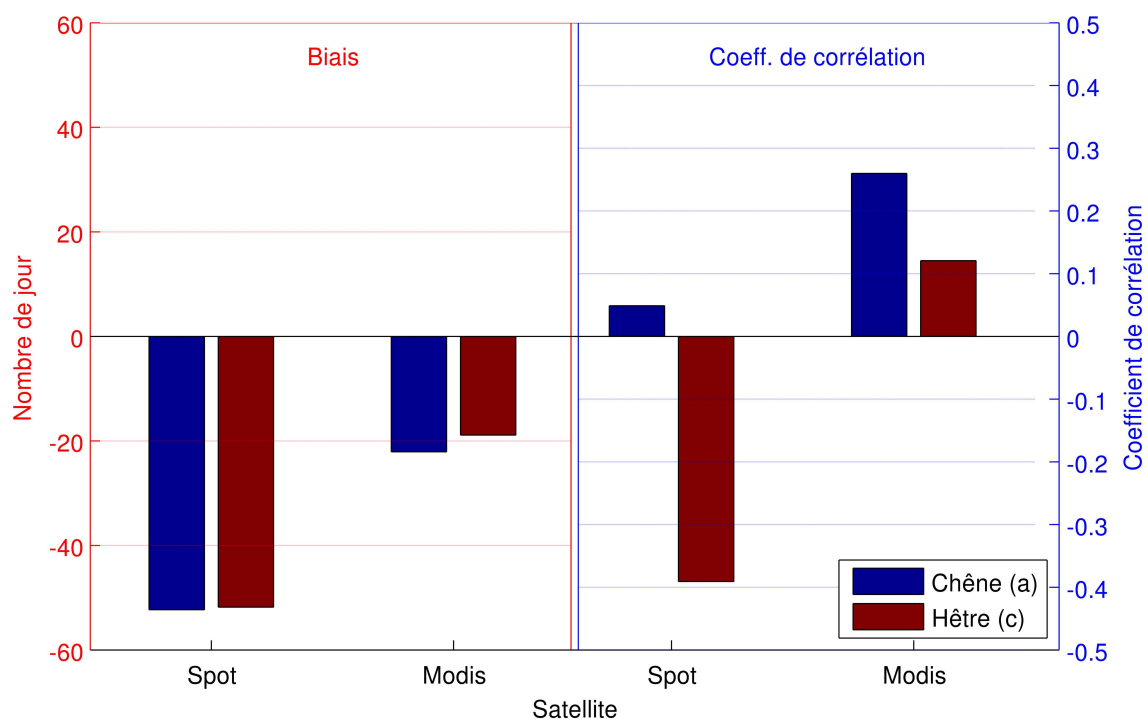


FIGURE A.4 – Comparaison des variables de validation sur une placette phénologique mélangeant plusieurs familles d’arbres. La comparaison est effectuée pour la feuillaison sur la placette mélangeant des chênes 'a' et des hêtres 'c' en Armorique.

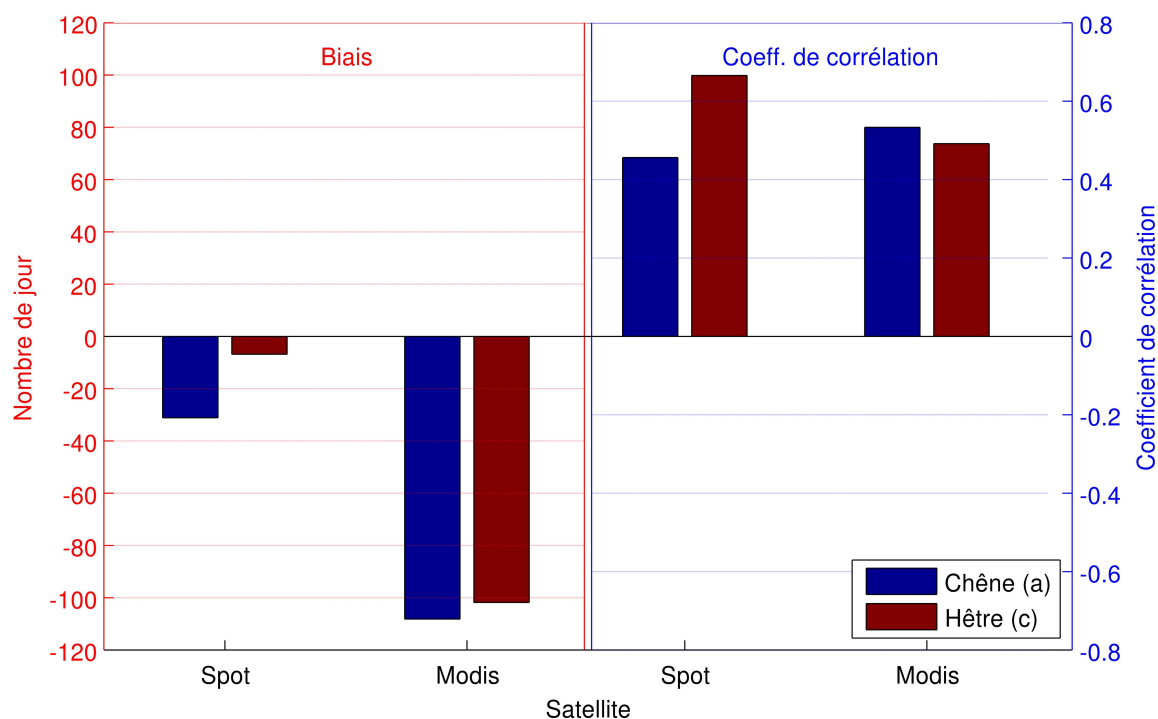


FIGURE A.5 – Comparaison des variables de validation sur une placette phénologique mélangeant plusieurs familles d’arbres. La comparaison est effectuée pour la sénescence sur la placette mélangeant des chênes ’a’ et des hêtres ’c’ en Armorique.

Identifiant	Famille	Feuillaison (jour de l’année)	Sénescence (jour de l’année)
a	Epicéa	127	-
b	Hêtre	116	283
c	Hêtre	126	263
d	Hêtre	126	260
e	Mélèze	134	281
f	Sapin	134	-
g	Sapin	135	-
h	Sapin	135	-
i	Sapin	145	-

Tableau B.3 – Date moyenne de feuillaison et de sénescence pour les placettes RE-NECOFOR dans les Alpes sur la période 1999-2009

Identifiant	Famille	Feuillaison (jour de l'année)	Sénescence (jour de l'année)
a	Chêne	105	315
b	Hêtre	103	279
c	Hêtre	105	313
d	Hêtre	108	-
e	Hêtre	113	278
f	Pin	134	-
g	Pin	120	-

Tableau B.4 – Date moyenne de feuillaison et de sénescence pour les placettes RE-NECOFOR en Armorique sur la période 1999-2009





# Bibliographie

- ALEXANDERSSON, H. (1986). A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, 6(6):661–675.
- ALEXANDERSSON, H. et MOBERG, A. (1997). Homogenization of Swedish Temperature Data. Part I: Homogeneity Test for Linear Trends. *International Journal of Climatology*, 17(1):25–34.
- AONO, Y. et KAZUI, K. (2008). Phenological data series of cherry tree flowering in Kyoto , Japan , and its application to reconstruction of springtime temperatures since the 9th century. *International Journal of Climatology*, 28(7):905–914.
- ARNAUD, M. et LEROY, M. (1991). SPOT 4: a new generation of SPOT satellites. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 46(4):205–215.
- BARBOSA, S. M., SILVA, M. E. et FERNANDES, M. J. (2008). Multi-scale variability patterns in NCEP/NCAR reanalysis sea-level pressure. *Theoretical and Applied Climatology*, 96(3-4):319–326.
- BENISTON, M. et REBETEZ, M. (1996). Regional behavior of minimum temperatures in Switzerland for the period 1979–1993. *Theoretical and Applied Climatology*, 243:231–243.
- BINDI, M. et OLESEN, J. r. E. (2011). The responses of agriculture in Europe to climate change. *Regional Environmental Change*, 11(S1):151–158.
- BOÉ, J. (2007). *Changement global et cycle hydrologique: Une étude de régionalisation sur la France*. Thèse de doctorat, Université Toulouse III - Paul Sabatier.
- BRISSON, N. et LEVRAULT, F. (2010). *Livre vert du projet CLIMATOR : 2007-2010 : changement climatique, agriculture et forêt en France : simulations d'impacts sur les principales espèces*. ADEME, Agence de l'environnement et de la maîtrise de l'énergie (Angers), Angers.
- BRUGNARA, Y., BRUNETTI, M., MAUGERI, M., NANNI, T. et SIMOLO, C. (2012). High-resolution analysis of daily precipitation trends in the central Alps over the last century. *International Journal of Climatology*, 32(9):1406–1422.

- BUSETTO, L., COLOMBO, R., MIGLIAVACCA, M., CREMONESE, E., MERONI, M., GALVAGNO, M., ROSSINI, M., SINISCALCO, C., MORRA DI CELLA, U. et PARI, E. (2010). Remote sensing of larch phenological cycle and analysis of relationships with climate in the Alpine region. *Global Change Biology*, 16(9):2504–2517.
- CASSOU, C. (2004). Du changement climatique aux régimes de temps : l’oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*, 45:21–32.
- CHMIELEWSKI, F.-M., MÜLLER, A. et BRUNS, E. (2004). Climate changes and trends in phenology of fruit trees and field crops in Germany, 1961–2000. *Agricultural and Forest Meteorology*, 121(1-2):69–78.
- CHMIELEWSKI, F.-m. et RÖTZER, T. (2001). Response of tree phenology to climate change across Europe. *Agricultural and Forest Meteorology*, 108(2):101–112.
- CHUINE, I. et BEAUBIEN, E. G. (2001). Phenology is a major determinant of tree species range. *Ecology Letters*, 4(5):500–510.
- CHUINE, I. et COUR, P. (1999). Climatic determinants of budburst seasonality in four temperate-zone tree species. *New Phytologist*, 143(2):339–349.
- CHUINE, I., YIOU, P., VIOVY, N., SEGUIN, B., DAUX, V. et LE ROY LADURIE, E. (2004). Historical phenology: grape ripening as a past climate indicator. *Nature*, 432(7015):289–290.
- CLELAND, E. E., CHUINE, I., MENZEL, A., MOONEY, H. A. et SCHWARTZ, M. D. (2007). Shifting plant phenology in response to global change. *Trends in ecology & evolution*, 22(7):357–365.
- COSTA, A. C. et SOARES, A. (2008). Homogenization of Climate Data: Review and New Perspectives Using Geostatistics. *Mathematical Geosciences*, 41(3):291–305.
- CREA (2008). Phénoclim : un programme scientifique et pédagogique. <http://www.creamontblanc.org/uploads/phenoclim/espece.pdf>, page 114.
- de CARVALHO, O. A., GUIMARAES, R. F., TRANCOSO GOMES, R. A. et da SILVA, N. C. (2007). Time series interpolation. In *2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages 1959–1961. IEEE.
- DE JONGH, I. L. M., VERHOEST, N. E. C. et DE TROCH, F. P. (2006). Analysis of a 105-year time series of precipitation observed at Uccle, Belgium. *International Journal of Climatology*, 26(14):2023–2039.
- DEARING, J. A., BATTARBEE, R. W., DIKAU, R., LAROCQUE, I. et OLDFIELD, F. (2006). Human–environment interactions: towards synthesis and simulation. *Regional Environmental Change*, 6(1-2):115–123.

- DELBART, N., KERGOAT, L., LE TOAN, T., LHERMITTE, J. et PICARD, G. (2005). Determination of phenological dates in boreal regions using normalized difference water index. *Remote Sensing of Environment*, 97(1):26–38.
- DÉQUÉ, M. (2007). Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, 57(1-2):16–26.
- DOUGUÉDROIT, A., de SAINTIGNON, M. et de SAINTIGNON, M.-F. F. (1984). Les gradients de températures et de précipitations en montagne. *Revue de Géographie Alpine*, 72(2-4):225–240.
- DURAND, Y., BRUN, E., MÉRINDOL, L., GUYOMARCH, G., LESAFFRE, B. et MARTIN, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, 18:65–71.
- DURAND, Y., LATERNER, M., GIRAUD, G., ETCHEVERS, P., LESAFFRE, B. et MÉRINDOL, L. (2009). Reanalysis of 44 Yr of Climate in the French Alps (1958–2002): Methodology, Model Validation, Climatology, and Trends for Air Temperature and Precipitation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(3):429–449.
- EASTERLING, D. R. et PETERSON, T. C. (1995). A new method for detecting undocumented discontinuities in climatological time series. *International Journal of Climatology*, 15(4):369–377.
- ESTEBAN, P. et MARTIN-VIDE, J. (2006). Daily atmospheric circulation catalogue for Western Europe using multivariate techniques. *International Journal of Climatology*, 1515(11):1501–1515.
- ESTRELLA, N., SPARKS, T. H. et MENZEL, A. (2007). Trends and temperature response in the phenology of crops in Germany. *Global Change Biology*, 13(8):1737–1747.
- FENG, S. et HU, Q. (2004). Changes in agro-meteorological indicators in the contiguous United States: 1951–2000. *Theoretical and Applied Climatology*, 78(4).
- FISHER, J. I., MUSTARD, J. et VADEBONCOEUR, M. (2006). Green leaf phenology at Landsat resolution: Scaling from the field to the satellite. *Remote Sensing of Environment*, 100(2):265–279.
- FISHER, J. I., RICHARDSON, A. D. et MUSTARD, J. F. (2007). Phenology model from surface meteorology does not capture satellite-based greenup estimations. *Global Change Biology*, 13(3):707–721.
- FISHER, R. A. (1923). The Distribution of the Partial Correlation Coefficient. *Metron*, 3(3-4):329–332.

- FREI, C. et SCHÄR, C. (1998). A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*, 18(8): 873–900.
- FRITIER, N., MASSEI, N., LAIGNEL, B., DURAND, A., DIEPPOIS, B. et DELOFFRE, J. (2012). Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France). *Comptes Rendus Geoscience*, 344(8):396–405.
- FUERTES-RODRÍGUEZ, C. R., GONZÁLEZ-PARRADO, Z., VEGA-MARAY, A. M., VALENCIA-BARRERA, R. M. et FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ, D. (2007). Effect of air temperature on forecasting the start of Cupressaceae pollen type in Ponferrada (Leon, Spain). *Annals of agricultural and environmental medicine : AAEM*, 14(2): 237–42.
- GAFUROV, A. et BÁRDOSY, A. (2009). Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(7):1361–1373.
- GAMON, J. A., FIELD, C. B., GOULDEN, M. L., GRIFFIN, K. L., HARTLEY, A. E., JOEL, G., PEÑUELAS, J. et VALENTINI, R. (1995). Relationships Between NDVI, Canopy Structure, and Photosynthesis in Three Californian Vegetation Types. *Ecological Applications*, 5(1):28–41.
- GOTTARDI, F. (2009). *Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement Application aux grands massifs montagneux français*. Thèse de doctorat, Institut Polytechnique de Grenoble.
- GUYON, D., GUILLOT, M., VITASSE, Y., CARDOT, H., HAGOLLE, O., DELZON, S. et WIGNERON, J.-P. (2011). Monitoring elevation variations in leaf phenology of deciduous broadleaf forests from SPOT/VEGETATION time-series. *Remote Sensing of Environment*, 115(2):615–627.
- HABETS, F., BOONE, A. A., CHAMPEAUX, J. L., ETCHEVERS, P., FRANCHISTÉ-GUY, L., LEBLOIS, E., LEDOUX, E., LE MOIGNE, P., MARTIN, E., MOREL, S., NOILHAN, J., QUINTANA-SEGUÍ, P., ROUSSET-REGIMBEAU, F. et VIENNOT, P. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research*, 113(D6):D06113.
- HARTIGAN, J. A. (1985). Statistical theory in clustering. *Journal of classification*, 76(1):63–76.
- HAWKINS, D. M. (1977). Testing a Sequence of Observations for a Shift in Location. *Journal of the American Statistical Association*, 72(357):180–186.

- HIRD, J. N. et McDERMID, G. J. (2009). Noise reduction of NDVI time series: An empirical comparison of selected techniques. *Remote Sensing of Environment*, 113(1):248–258.
- HUBY, G., KLEIHORST, R. P., MELLAB, K. et GRIGNARD, L. L. (2010). PROBA-V, a vegetation satellite. In BOSTATER, JR., C. R., NEALE, C. M. U., MEYNART, R., PICARD, R. H., STEIN, K., MICHEL, U., NOTARNICOLA, C., BRUZZONE, L., SINGH, U. N., PAPPALARDO, G., CIVCO, D. L., GONGLEWSKI, J. D., SCHÄFER, K., NEECK, S. P., MALTESE, A., MERTIKAS, S. P., NEYT, X., COMERON, A., SHIMODA, H., van WEELE, M. et VELEZ-REYES, M., éditeurs : *Proceedings of the SPIE Remote Sensing Conference, Toulouse, France, Vol. 7826, 'Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites XIV*, pages 78260R–78260R–6.
- HUETE, A. (1997). A comparison of vegetation indices over a global set of TM images for EOS-MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 59(3):440–451.
- HUETE, A., DIDAN, K., MIURA, T., RODRIGUEZ, E., GAO, X. et FERREIRA, L. (2002). Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, 83(1-2):195–213.
- HURRELL, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science (New York, N.Y.)*, 269(5224):676–9.
- HURRELL, J. W. et LOON, H. V. (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic change*, 36:301–326.
- HWANG, T., SONG, C., VOSE, J. M. et BAND, L. E. (2011). Topography-mediated controls on local vegetation phenology estimated from MODIS vegetation index. *Landscape Ecology*, 26(4):541–556.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, volume 4. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA.
- JOLY, D., BROSSARD, T., CARDOT, H., CAVAILHES, J., HILAL, M. et WAVRESKY, P. (2010). Les types de climats en France, une construction spatiale. *Cybergeo European Journal of Geography*, DOI : 10.4.
- JONES, G. V. et DAVIS, R. E. (2000). Climate influences on grapevine phenology, grape composition, and wine production and quality for Bordeaux, France. *American Journal of Enology and Viticulture*, 51(3):249–261.
- JONES, P. D., JONSSON, T. et WHEELER, D. (1997). Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology*, 17(13):1433–1450.

- JONES, P. D., LISTER, D. H., OSBORN, T. J., HARPHAM, C., SALMON, M. et MORRICE, C. P. (2012). Hemispheric and large-scale land-surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010. *Journal of Geophysical Research*, 117(D5):D05127.
- JONSSON, P. et EKLUNDH, L. (2002). Seasonality extraction by function fitting to time-series of satellite sensor data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(8):1824–1832.
- JULITTA, T., CREMONESE, E., MIGLIAVACCA, M., COLOMBO, R., GALVAGNO, M., SINISCALCO, C., ROSSINI, M., FAVA, F., COGLIATI, S., MORRA DI CELLA, U. et MENZEL, A. (2014). Using digital camera images to analyse snowmelt and phenology of a subalpine grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 198-199:116–125.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREDELL, M., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J., ZHU, Y., LEETMAA, A., REYNOLDS, R., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., HIGGINS, W., JANOWIAK, J., MO, K. C., ROPELEWSKI, C., WANG, J., JENNE, R. et JOSEPH, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3):437–471.
- KOCH, E., DITTMANN, E., LIPA, W., MENZEL, A., NEKOVAR, J., SPARKS, T. H. et van VLIET, A. J. H. (2009). COST725 – establishing a European phenological data platform for climatological applications: major results. *Advances in Science and Research*, 3:119–122.
- KRIEGLER, F. J., MALILA, W. A., NALEPKA, R. F. et RICHARDSON, W. (1969). Preprocessing Transformations and Their Effects on Multispectral Recognition. *In Proceedings of the Sixth International Symposium on Remote Sensing of Environment, Volume II*, page 97.
- LARGERON, Y. (2010). *Dynamique de la couche limite atmosphérique stable en relief complexe*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier.
- L’ECUYER, T. S. et JIANG, J. H. (2010). Touring the atmosphere aboard the A-Train. *Physics Today*, 63(7):36.
- LEINENKUGEL, P., KUENZER, C., OPPELT, N. et DECH, S. (2013). Characterisation of land surface phenology and land cover based on moderate resolution satellite data in cloud prone areas - A novel product for the Mekong Basin. *Remote Sensing of Environment*, 136:180–198.

- LEUZINGER, S., ZOTZ, G., ASSHOFF, R. et KORNER, C. (2005). Responses of deciduous forest trees to severe drought in Central Europe. *Tree Physiology*, 25(6):641–650.
- LÉVÊQUE, C., PAVÉ, A., ABBADIE, L. et WEILL, A. (2000). Les zones ateliers, des dispositifs pour la recherche sur l’environnement et les anthroposystèmes. *Natures Sciences Société*, 8(4):43–52.
- LHOTELLIER, R. (2005). *Spatialisation des températures en zone de montagne alpine*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.
- LISENS, G., KEMPENCERS, P., FIERENS, F. et VAN RENSBERGEN, J. (2000). Development of cloud, snow, and shadow masking algorithms for VEGETATION imagery. In *IGARSS 2000. IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Taking the Pulse of the Planet: The Role of Remote Sensing in Managing the Environment. Proceedings (Cat. No.00CH37120)*, volume 2, pages 834–836. IEEE.
- LU, L. et SHUTTLEWORTH, W. J. (2002). Incorporating NDVI-derived LAI into the climate version of RAMS and its impact on regional climate. *Journal of Hydrometeorology*, 3(3):347–362.
- LU, X., LIU, R., LIU, J. et LIANG, S. (2007). Removal of Noise by Wavelet Method to Generate High Quality Temporal Data of Terrestrial MODIS Products. *Photogrammetric Engineering Remote Sensing*, 73(10):1129–1139.
- MARKOVIC, D. et KOCH, M. (2005). Wavelet and scaling analysis of monthly precipitation extremes in Germany in the 20th century: Interannual to interdecadal oscillations and the North Atlantic Oscillation influence. *Water Resources Research*, 41(9).
- MASUOKA, E., FLEIG, A., WOLFE, R. et PATT, F. (1998). Key characteristics of MODIS data products. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(4):1313–1323.
- MEDINA-RAMÓN, M. et SCHWARTZ, J. (2007). Temperature, temperature extremes, and mortality: a study of acclimatisation and effect modification in 50 US cities. *Occupational and environmental medicine*, 64(12):827–33.
- MENZEL, A., ESTRELLA, N. et SCHLEIP, C. (2008). Impacts of climate variability, trends and NAO on 20th century European plant phenology. *Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years*, 33:221–233.
- MENZEL, A., SPARKS, T. H., ESTRELLA, N., KOCH, E., AASA, A., AHAS, R., ALM-KUBLER, K., BISSOLLI, P., BRASLAVSKA, O., BRIEDE, A., CHMIELEWSKI, F. M.,



- CREPINSEK, Z., CURNEL, Y., DAHL, A. s., DEFILA, C., DONNELLY, A., FILELLA, Y., JATCZAK, K., MAGE, F., MESTRE, A., NORDLI, O. y., PENUELAS, J., PIRNINEN, P., REMISOVA, V., SCHEIFINGER, H., STRIZ, M., SUSNIK, A., VAN VLIET, A. J. H., WIELGOLASKI, F.-E., ZACH, S. et ZUST, A. (2006). European phenological response to climate change matches the warming pattern. *Global Change Biology*, 12(10):1969–1976.
- MEROT, P., DUBREUIL, V., DELAHAYE, D. et DESNOS, P. (2012). *Le climat change dans l'Ouest, Evaluation, Impacts, Perceptions*.
- MESTRE, O. (2000). *Methodes statistiques pour l'homogeneisation de longues series climatiques*. Thèse de doctorat, Ecole National de la Météorologie.
- MÉTÉO-FRANCE (2014). Les stations en surface. <http://www.meteofrance.fr/prevoir-le-temps/observer-le-temps/moyens/les-stations-au-sol>.
- MOIGNE, P. L. (2002). Description de l'analyse des champs de surface sur la France par le système Safran. *Note de centre GMME, Météo-France*.
- MOONEY, P. A., MULLIGAN, F. J. et FEALY, R. (2011). Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalysis data with observed surface air temperatures over Ireland. *International Journal of Climatology*, 31(4):545–557.
- MORIN, X., AUGSPURGER, C. et CHUINE, I. (2007). PROCESS-BASED MODELING OF SPECIES' DISTRIBUTIONS: WHAT LIMITS TEMPERATE TREE SPECIES' RANGE BOUNDARIES? *Ecology*, 88(9):2280–2291.
- MORIN, X. et CHUINE, I. (2005). Sensitivity analysis of the tree distribution model Phenofit to climatic input characteristics: implications for climate impact assessment. *Global Change Biology*, 11(9):1493–1503.
- MORIN, X., LECHOWICZ, M., AUGSPURGER, C., O'KEEFE, J., VINER, D. et CHUINE, I. (2009). Leaf phenology in 22 North American tree species during the 21st century. *Global Change Biology*, 15(4):961–975.
- NAVARRÉ, J.-P., GIRAUD, G., GOETZ, D. et DURAND, Y. (2007). Climatic trends for the last 45 winters in a French Alps region. In *29th International Conference on Alpine Meteorology*, pages 179–182.
- NOAA et US FORCE (1976). *US standard atmosphere, 1976*. Washington, D.C., u.s. gover édition.
- OBSERVATOIRE DES SAISONS (2006). Protocole d'observation de la phénologie des ligneux. Rapport technique, [http://www.gdr2968.cnrs.fr/IMG/pdf/Proto\\_ligneux.pdf](http://www.gdr2968.cnrs.fr/IMG/pdf/Proto_ligneux.pdf).

- OBSERVATOIRE DES SAISONS (2014). GDR 2986 SIP-GECC. <http://www.obs-saisons.fr/>.
- PANETTI, A., RAMON, T., SVEIN, L., CLAUDIO, B., RENATO, C., MICHELANGELO, L., MASSIMILIANO, M., ANDREA, P. et PAOLO, V. (2012). GMES Sentinel-1: Mission and Satellite System Overview. In *European Conference on Synthetic Aperture Radar (EuSAR) 2012*, numéro 1, pages 162–165.
- PEÑUELAS, J., RUTISHAUSER, T. et FILELLA, I. (2009). Ecology. Phenology feedbacks on climate change. *Science (New York, N.Y.)*, 324(5929):887–888.
- PELLERIN, M., DELESTRADE, A., MATHIEU, G., RIGAULT, O. et YOCOZ, N. G. (2012). Spring tree phenology in the Alps: effects of air temperature, altitude and local topography. *European Journal of Forest Research*, 131(6):1957–1965.
- PETERSON, T. C., EASTERLING, D. R., KARL, T. R., GROISMAN, P., NICHOLLS, N., PLUMMER, N., TOROK, S., AUER, I., BOEHM, R., GULLETT, D., VINCENT, L., HEINO, R., TUOMENVIRTA, H., MESTRE, O., SZENTIMREY, T., SALINGER, J., FØRLAND, E. J., HANSSEN-BAUER, I., ALEXANDERSSON, H., JONES, P. D. et PARKER, D. (1998). Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review. *International Journal of Climatology*, 18(13):1493–1517.
- PETTITT, A. N. (1979). A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Applied Statistics*, 28(2):126–135.
- QUINTANA-SEGUÍ, P., LE MOIGNE, P., DURAND, Y., MARTIN, E., HABETS, F., BAILLON, M., CANELLAS, C., FRANCHISTEGUY, L. et MOREL, S. (2008). Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1):92–107.
- REBETEZ, M., MAYER, H., DUPONT, O., SCHINDLER, D., GARTNER, K., KROPP, J. P. et MENZEL, A. (2006). Heat and drought 2003 in Europe: a climate synthesis. *Annals of Forest Science*, 63(6):569–577.
- REEVES, J., CHEN, J., WANG, X. L., LUND, R. et LU, Q. Q. (2007). A Review and Comparison of Changepoint Detection Techniques for Climate Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(6):900–915.
- RICHARDSON, A. D., KEENAN, T. F., MIGLIAVACCA, M., RYU, Y., SONNENTAG, O. et TOOMEY, M. (2013). Climate change, phenology, and phenological control of vegetation feedbacks to the climate system. *Agricultural and Forest Meteorology*, 169:156–173.
- RICHMAN, M. B. (1987). Pattern Analysis of Growing Season Precipitation in Southern Canada. *Atmosphere-Ocean*, 25(2):137–158.

- ROERINK, G. J., MENENTI, M. et VERHOEF, W. (2000). Reconstructing cloudfree NDVI composites using Fourier analysis of time series. *International Journal of Remote Sensing*, 21(9):1911–1917.
- RUML, M., VUKOVIĆ, A. et MILATOVIĆ, D. (2010). Evaluation of different methods for determining growing degree-day thresholds in apricot cultivars. *International journal of biometeorology*, 54(4):411–22.
- RUMMUKAINEN, M. (2010). State-of-the-art with regional climate models. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 1(1):82–96.
- SAUNDERS, R. W. et KRIEBEL, K. T. (1988). An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 9(1):123–150.
- SCHWARTZ, M. D. (1998). Green-wave phenology. *Nature*, 394(6696):839–840.
- SEVRUK, B., ONDRÁS, M. et CHVÍLA, B. (2009). The WMO precipitation measurement intercomparisons. *Atmospheric Research*, 92(3):376–380.
- SIMPSON, J. et STITT, J. (1998). A procedure for the detection and removal of cloud shadow from AVHRR data over land. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(3):880–897.
- SNYDER, R. L., SPANO, D., CESARACCIO, C. et DUCE, P. (1999). Determining degree-day thresholds from field observations. *International Journal of Biometeorology*, 42(4):177–182.
- TIBSHIRANI, R., WALTHER, G. et HASTIE, T. (2001). Estimating the number of clusters in a data set via the gap statistic. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Statistical Methodology)*, 63(2):411–423.
- TORRENCE, C. et COMPO, G. P. (1998). A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1):61–78.
- TORRENCE, C., WEBSTER, P. J., PROGRAM, A. S. et SCIENCES, O. (1999). Interdecadal Changes in the ENSO–Monsoon System. *Journal of Climate*, 12(8):2679–2690.
- van der ENT, R. J. et SAVENIJE, H. H. G. (2013). Oceanic sources of continental precipitation and the correlation with sea surface temperature. *Water Resources Research*, 49(7):3993–4004.
- van der LINDEN, P. et MITCHELL, J. (2009). *ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. Exeter.

- VANNIER, C. (2011). *Observation et modélisation spatiale de pratiques agricoles territorialisées à partir de données de télédétection : application au paysage bocager*. Thèse de doctorat, Université Rennes 2.
- VENEMA, V. K. C., MESTRE, O., AGUILAR, E., AUER, I., GUIJARRO, J. A., DOMONKOS, P., VERTACNIK, G., SZENTIMREY, T., STEPANEK, P., ZAHRADNICEK, P., VIARRE, J., MÜLLER-WESTERMEIER, G., LAKATOS, M., WILLIAMS, C. N., MENNE, M. J., LINDAU, R., RASOL, D., RUSTEMEIER, E., KOLOKYTHAS, K., MARINOVA, T., ANDRESEN, L., ACQUAOTTA, F., FRATIANNI, S., CHEVAL, S., KLANCAR, M., BRUNETTI, M., GRUBER, C., PROHOM DURAN, M., LIKSO, T., ESTEBAN, P. et BRANDSMA, T. (2012). Benchmarking homogenization algorithms for monthly data. *Climate Of The Past*, 8(1):89–115.
- VIDAL, J.-p., MARTIN, E., FRANCHISTÉGUY, L., BAILLON, M. et SOUBEYROUX, J.-m. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11):1627–1644.
- VIHERVAARA, P., D’AMATO, D., FORSIUS, M., ANGELSTAM, P., BAESSLER, C., BALVANERA, P., BOLDGIV, B., BOURGERON, P., DICK, J., KANKA, R., KLOTZ, S., MAASS, M., MELECIS, V., PETŘÍK, P., SHIBATA, H., TANG, J., THOMPSON, J. et ZACHARIAS, S. (2013). Using long-term ecosystem service and biodiversity data to study the impacts and adaptation options in response to climate change: insights from the globalILTER sites network. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 5(1):53–66.
- VITASSE, Y. (2009). *Déterminismes environnemental et génétique de la phénologie des arbres de climat tempéré : suivi des dates de débourrement et de sénescence le long d’un gradient altitudinal et en tests de provenances*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1.
- WANG, Q., ADIKU, S., TENHUNEN, J. et GRANIER, A. (2005). On the relationship of NDVI with leaf area index in a deciduous forest site. *Remote Sensing of Environment*, 94(2):244–255.
- WHITE, M. A., RUNNING, S. W. et THORNTON, P. E. (1999). The impact of growing-season length variability on carbon assimilation and evapotranspiration over 88 years in the eastern US deciduous forest. *International Journal of Biometeorology*, 42(3):139–145.
- WIJNGAARD, J. B., KLEIN TANK, A. M. G. et KÖNNEN, G. P. (2003). Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology*, 23(6):679–692.

- WISIOL, K. et HESKETH, J. D. (1987). *Plant Growth Modeling for Resources Management: Current Models and Methods*. Boca Raton, crc press édition.
- WMO (2008). Guide of Meteorological Instruments and Methods of Observation. In *WMO*, volume I & II, pages I.15–1 to I.15–11–II.2–10 to II.2–11.
- ZADOKS, J. C., CHANG, T. et KONZAK, C. (1974). A Decimal Code for the Growth Stages of Cereals. *Weed Research*, 14(6):415–421.
- ZENG, H. et JIA, G. (2013). Impacts of snow cover on vegetation phenology in the arctic from satellite data. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30(5):1421–1432.
- ZHANG, G., DONG, J., ZHOU, C., XU, X., WANG, M., OUYANG, H. et XIAO, X. (2013). Increasing cropping intensity in response to climate warming in Tibetan Plateau, China. *Field Crops Research*, 142:36–46.
- ZHANG, S., TAO, F. et ZHANG, Z. (2014). Rice reproductive growth duration increased despite of negative impacts of climate warming across China during 1981–2009. *European Journal of Agronomy*, 54:70–83.
- ZHANG, X., FRIEDL, M. A. et SCHAAF, C. B. (2006). Global vegetation phenology from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): Evaluation of global patterns and comparison with in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*, 111(G4):1–14.
- ZHANG, X., FRIEDL, M. A., SCHAAF, C. B., STRAHLER, A. H., HODGES, J. C. F. F., GAO, F., REED, B. C. et HUETE, A. R. (2003). Monitoring vegetation phenology using MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 84(3):471–475.

# Liste des figures

1.1	Situation géographique globale des sites ILTER (International Long-Term Ecological Research) . . . . .	17
1.2	Situation géographique à l'échelle européenne des sites ELTER (European Long-Term Ecological Research) . . . . .	18
1.3	Situation géographique des Zones Ateliers du CNRS en France . . . . .	19
1.4	Localisation et topographie des deux zones d'étude . . . . .	20
1.5	Fréquences d'occupation des sols de la zones d'étude . . . . .	21
1.6	Localisation de la Zone Atelier Pleine-Fougères . . . . .	22
1.7	Localisation de la Zone Atelier Alpes . . . . .	23
1.8	Carte d'occupation du sol des deux zones d'étude . . . . .	24
2.1	Carte des stations Météo-France sur les deux régions . . . . .	32
2.2	Découpage climatiques issues des réanalyses SAFRAN-France . . . . .	34
2.3	Position des centres de maille sur les deux zones d'étude . . . . .	35
2.4	Biais moyens des variables (T et P) en fonction de l'altitude (Alpes) . . . . .	37
2.5	Classification des gradients thermiques altitudinaux (Alpes) . . . . .	38
2.6	Anomalies pluviothermiques moyens issues de SAFRAN-France . . . . .	41
2.7	Diagramme ombrothermique pour les Alpes et l'Armorique . . . . .	42
2.8	Correction des hétérogénéités d'une série thermique . . . . .	45
2.9	Histogramme des déplacements et des ruptures sérielles dans les Alpes . . . . .	47
2.10	Histogramme des ruptures sérielles thermiques détectées dans les Alpes . . . . .	48
2.12	Régime thermiques annuels moyens . . . . .	49
2.13	Emplacement et années de ruptures dans les séries de précipitations alpines . . . . .	50
2.14	Idem figure 2.13 pour l'Armorique . . . . .	51
2.15	Scalogramme des cumuls de précipitations annuelles . . . . .	52
2.16	Idem figure 2.15 mais pour les températures . . . . .	54
3.1	Position des placettes phénologiques retenues du réseau de « L'Observatoire des Saisons » . . . . .	60
3.2	Extrait d'un guide d'identification visuelle pour le débourrement du frêne . . . . .	62
3.3	Idem figure 3.2 pour la sénescence du mélèze. . . . .	62

3.4	Schéma méthodologique de détermination des principaux stades phénologiques par télédétection . . . . .	63
3.5	Exemple des phases de correction d'une série temporelle de NDVI. . .	65
3.6	Carte de fréquence cumulée de correction appliquée aux données de NDVI . . . . .	68
3.7	Exemple de l'extraction des principales dates phénologiques sur une série temporelle de NDVI. . . . .	69
3.8	Cartes des valeurs phénologiques aberrantes extraites de l'analyse temporelle du NDVI . . . . .	72
3.9	Idem figure 3.8 pour les Alpes. . . . .	73
3.10	Interpolation des différentes pentes du signal de NDVI . . . . .	74
3.11	Evolution temporelle des dates de feuillaison dans les Alpes (données d'observation) . . . . .	79
3.12	Idem figure 3.11 pour la sénescence. . . . .	80
3.13	Idem figure 3.11 pour l'Armorique. . . . .	81
3.14	Idem figure 3.11 pour la sénescence en Armorique. . . . .	82
3.15	Calendrier phénologique dans les Alpes pour les années 1999 à 2010 .	84
3.16	Idem figure 3.15 pour l'Armorique. . . . .	85
3.17	Variabilité spatiale des quatre dates phénologiques étudiées dans les Alpes (données SPOT-VGT) . . . . .	87
3.18	Relation entre les dates phénologiques et l'altitude pour les Alpes. . .	88
3.19	Idem figure 3.17 pour l'Armorique. . . . .	89
4.1	Distribution bivariée des conditions pluviothermiques annuelles sur les Alpes pour la période 1999-2009 . . . . .	103
4.2	Distribution bivariée des conditions pluviothermiques saisonnières sur les Alpes pour la période 1999-2009 . . . . .	104
4.3	Idem figure 4.1 pour l'Armorique. . . . .	105
4.4	Idem figure 4.2 pour l'Armorique. . . . .	106
4.5	Résultats de calibration du modèle phénologique pour le débourrement dans les Alpes . . . . .	109
4.6	Idem figure 4.5 pour la maturité . . . . .	110
4.7	Résultats de calibration du modèle phénologique pour le débourrement en Armorique . . . . .	112
4.8	Résultats de calibration du modèle phénologique pour la maturité en Armorique . . . . .	113
4.9	Distribution bivariée des conditions pluviothermiques annuelles sur les Alpes pour la période 1999-2009 et 2021-2050 . . . . .	116
4.10	Distribution bivariée des conditions pluviothermiques saisonnières sur les Alpes pour la période 1999-2009 et 2021-2050 . . . . .	117

4.11	Champs d'écart thermique sur les Alpes par rapport à la période de référence . . . . .	118
4.12	Idem figure 4.11 pour les précipitations . . . . .	118
4.13	Idem figure 4.9 pour l'Armorique . . . . .	119
4.14	Idem figure 4.10 pour l'Armorique . . . . .	120
4.15	Idem figure 4.11 pour l'Armorique . . . . .	121
4.16	Idem figure 4.15 pour les précipitations . . . . .	121
4.17	Biais phénologiques dans les modèles de biosphère terrestre. . . . .	126
4.18	Schéma conceptuel des rétroactions de la phénologie sur le système climatique . . . . .	127
A.1	Comparaison des variables de validation sur une placette phénologique mélangeant plusieurs familles d'arbres . . . . .	134
A.2	Comparaison des variables de validation sur une placette phénologique mélangeant plusieurs familles d'arbres . . . . .	134
A.3	Comparaison des variables de validation sur une placette phénologique mélangeant plusieurs familles d'arbres . . . . .	135
A.4	Comparaison des variables de validation sur une placette phénologique mélangeant plusieurs familles d'arbres . . . . .	135
A.5	Comparaison des variables de validation sur une placette phénologique mélangeant plusieurs familles d'arbres . . . . .	136





# Liste des tableaux

2.1	Disponibilités et sélection des stations du réseau Météo-France . . . .	32
2.2	Validation des réanalyses SAFRAN-France (Armorique et Alpes v1) .	36
2.3	Validation des réanalyses SAFRAN-France (Alpes v2) . . . . .	39
2.4	Coefficients de corrélation partielle . . . . .	41
2.5	Déplacements et hétérogénéités pour les stations du réseau Météo-France . . . . .	46
3.1	Caractéristiques géographiques des placettes de suivi phénologique dans les Alpes . . . . .	61
3.2	Idem tableau 3.1 pour l’Armorique. . . . .	61
3.3	Correction des données de NDVI en fonction des conditions environnementales . . . . .	67
3.4	Validation des produits phénologiques issus de la télédétection dans les Alpes . . . . .	76
3.5	Idem tableau 3.5 pour l’Armorique. . . . .	77
3.6	Calendrier phénologique moyen dans les Alpes et en Armorique . . .	85
3.7	Coefficients de corrélation partielle entre les stades phénologiques et les facteurs géographiques pour la région alpine . . . . .	90
3.8	Idem tableau 3.7 mais pour l’Armorique. . . . .	91
4.1	Valeurs moyennes des paramètres de calibration du modèle degré-jour pour les deux zones d’étude et les deux stades suivis . . . . .	107
4.2	Résultats de simulation phénologique . . . . .	122
B.1	Validation des produits phénologiques dans les Alpes en fonction de la résolution du capteur Modis . . . . .	133
B.2	Validation des produits phénologiques en Armorique en fonction de la résolution du capteur Modis . . . . .	133
B.3	Dates moyennes des phénostades pour les placettes RENECOFOR dans les alpes . . . . .	136
B.4	Dates moyennes des phénostades pour les placettes RENECOFOR en Armorique . . . . .	137



# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>7</b>
<b>Introduction générale</b>	<b>11</b>
<b>1 Contexte scientifique et objectifs de la thèse</b>	<b>15</b>
1.1 Les Zones Ateliers : cadre général . . . . .	16
1.1.1 Introduction sur les systèmes d’observation en environnement	16
1.1.2 Le réseau international et européen pour l’écologie . . . . .	16
1.1.3 Le réseau français des Zones Ateliers du CNRS . . . . .	18
1.2 Carte d’identité des deux zones d’études . . . . .	20
1.2.1 La Zone Atelier Armorique . . . . .	22
1.2.2 La Zone Atelier Alpes . . . . .	22
1.3 Problématique . . . . .	25
1.3.1 Le climat présent . . . . .	25
1.3.2 La phénologie végétale observée . . . . .	26
1.3.3 Les variations climatiques prévues et l’influence sur la phénologie	27
<b>2 La variabilité climatique récente (1959-2009)</b>	<b>29</b>
Introduction . . . . .	30
2.1 Les archives climatiques . . . . .	30
2.1.1 Le réseau Météo-France . . . . .	31
2.1.2 Les réanalyses climatiques . . . . .	33
2.1.2.1 Présentation des réanalyses SAFRAN-France . . . . .	33
2.1.2.2 Validation des réanalyses SAFRAN-France . . . . .	35
2.2 Le climat à l’échelle des Alpes et de l’Armorique . . . . .	39
2.2.1 Le climat moyen régional . . . . .	40
2.2.1.1 Le climat saisonnier moyen . . . . .	42
2.2.2 Les ruptures statistiques dans les séries climatiques . . . . .	43
2.2.2.1 Méthodes de détection et de correction des ruptures sérielles . . . . .	43
2.2.2.2 Identification des périodes climatiques moyennes . . . . .	46
2.2.3 Les modes de variabilité temporelle . . . . .	51

2.2.3.1	La méthode de décomposition en ondelettes . . . . .	51
2.2.3.2	Evolution temporelle des modes de variabilité . . . . .	52
	Conclusion . . . . .	54
<b>3</b>	<b>Variabilité phénologique en temps présent</b>	<b>57</b>
	Introduction . . . . .	58
3.1	Les données phénologiques disponibles . . . . .	59
3.1.1	Les données phénologiques issues du réseau de l'Observatoire des Saisons . . . . .	59
3.1.2	Les données phénologiques issues de la télédétection satellitaire	62
3.1.2.1	La mission SPOT-VEGETATION (lancée en 1999) .	63
3.1.2.2	Les données phénologiques issues de la mission MODIS	74
3.1.2.3	Validation des données phénologiques issues de la télédétection satellitaire . . . . .	75
3.2	Les variations spatio-temporelles des phénostades . . . . .	78
3.2.1	Evolution interannuelle des stades de feuillaison et de sénescence	78
3.2.1.1	Dans le réseau de l'Observatoire des Saisons . . . . .	78
3.2.1.2	Au travers de la télédétection . . . . .	82
3.2.2	Variabilité spatiale des phénostades obtenus par télédétection	86
3.2.2.1	Facteurs explicatifs de la variabilité phénologique . .	89
	Conclusion . . . . .	91
<b>4</b>	<b>Modélisation phénologique pour les espèces végétales caduques et changements éco-climatiques attendus pour la période 2021-2050</b>	<b>97</b>
	Introduction . . . . .	98
4.1	Modélisation phénologique . . . . .	98
4.1.1	Le modèle de cumul de degré-jour . . . . .	99
4.1.2	Les données de simulation . . . . .	100
4.1.2.1	Les données phénologiques utilisées . . . . .	101
4.1.2.2	Les données climatiques utilisées . . . . .	101
4.1.2.3	A l'échelle de la Zones Atelier Alpes . . . . .	102
4.1.2.4	A l'échelle de la Zone Atelier Armorique . . . . .	104
4.1.3	Calibration du modèle degré-jour . . . . .	106
4.1.3.1	Résultats de la calibration phénologique pour la Zone Atelier Alpes . . . . .	108
4.1.3.2	Résultats de la calibration phénologique pour la Zone Atelier Armorique . . . . .	111
4.2	La variabilité climatique et phénologique prévue . . . . .	114
4.2.1	Les données climatiques issues du portail Drias de Météo-France	114
4.2.2	Les variations climatiques prévues . . . . .	115
4.2.2.1	Les évolutions attendues pour la Zone Atelier Alpes .	115

4.2.2.2	Les évolutions attendues pour la Zone Atelier Armo- rique . . . . .	119
4.2.3	Influences des changements pluviothermiques à moyen terme sur la phénologie . . . . .	122
	Conclusion et discussion . . . . .	123
	<b>Conclusion générale et perspectives</b>	<b>129</b>
	<b>Annexes</b>	<b>133</b>
	<b>Liste des figures</b>	<b>153</b>
	<b>Liste des tableaux</b>	<b>155</b>
	<b>Table des matières</b>	<b>159</b>







## Résumé

Les interactions climat-environnement sont susceptibles d'être profondément modifiées du fait du changement climatique observé au cours des dernières décennies, et de celui prévu pour le moyen terme. Dans cette thèse, deux Zones Ateliers du CNRS (ZA Alpes et ZA Armorique), espaces spécifiques pour l'analyse des relations Hommes-Milieux, sont privilégiées pour une étude d'impact des variations climatiques sur certains facteurs de l'environnement végétal. L'objectif de cette thèse est de déterminer la variabilité spatio-temporelle du climat et de la phénologie afin de pouvoir tester la reproductibilité de l'influence du premier facteur sur le second, en caractérisant certains comportements soumis aux principales contraintes climatiques.

L'analyse de séries stationnelles et des réanalyses issues de Météo-France s'effectue par le biais de méthodes statistiques pour isoler les principales tendances, ruptures et modes de variabilité spatio-temporelle observés sur deux variables climatiques (température et cumuls pluviométriques) sur la période contemporaine (1959-2009). Cette dernière permet de mettre en avant une rupture thermique significative pour l'année 1987 avec une augmentation (plus marquée en Armorique) de l'ordre de 1°C. Les précipitations montrent une modification de leur mode de variabilité interannuelle, avec un allongement des alternances de périodes sèches et humides passant de 6-8 ans après les années 1990, contre 2-4 ans avant. Leurs influences sur la végétation sont suivies grâce à l'étude de la phénologie saisonnière de la principale formation végétale naturelle présente dans les deux ZA, soit les espaces forestiers caduques. Des données bioclimatiques issues de l'Observatoire des Saisons ainsi que des traitements analytiques à partir de données issues de la télédétection satellitaire (SPOT-VGT et MODIS) permettent de mieux définir la variabilité spatio-temporelle de la phénologie forestière alpine et armoricaine. Un essai de modélisation statistique des liens climat-phénologie est ensuite proposé par le biais d'un modèle degré-jour, calibré et validé avec l'aide des données in situ et issues de la télédétection. Le forçage final est réalisé avec des données de prévisions climatiques obtenues par le modèle ALADIN sur une période temporelle proche (2021-2050), montrant une certaine modification des paramètres climatiques, comme une augmentation de la température d'environ 1°C et une diminution des précipitation de l'ordre de 100 mm en Armorique. Les résultats provenant de la modélisation statistique permettent d'observer une avancée des stades de feuillaison pour les deux zones d'études en fonction de conditions bioclimatiques potentielles attendues dans les deux espaces d'étude. Néanmoins, ces résultats soulèvent aussi la question des rétroactions dynamiques entre la végétation et le climat, analyses non abordées dans cette thèse.

**Mots clés :** climat, phénologie, Zone Atelier Alpes, Zone Atelier Armorique, observation, télédétection, validation, modèle degré-jour, forêts de feuillus.

## Abstract

Climate change occurring during last decade will deeply modify climate and environmental interaction. In this PhD, two sites of European Long-Term Ecosystem Research Network (French Alps and Brittany), specialized in human/nature relationships and environmental studies were selected for analyzing phenological impact with climate change constraint. The aim of this work is to determine the spatio-temporal variability of climate and phenology over both sites and to predict the response of forestry phenology under climate change constraint.

Meteorological spatio-temporal variability is explained from Météo-France time series analyses and also with climate reanalysis on the 1959-2009 period. Temperature and precipitation appeared to be best climatological variable to discriminate the impact on vegetation. Since 1987, a significant temperature increase of about 1°C appears (less in the Alps and more in Armorics). Precipitation temporal variability appeared to change near year 1990 with a quasi-biennial periods before and with a 6-8 year period after 1990. Phenology is used to monitor natural forestry dynamics and the feedback on climate on vegetation. Bioclimatics data from « Observatoire des Saisons » and determined from remote sensing data (SPOT-VGT and MODIS datasets) are used to follow spatio-temporal variability of the phenology. Relationships between climate and phenology are determined by statistical modelisation (degree-day model). SAFRAN-France data and phenological remote sensing data are combined to calibrate and to validate of the model in present time. Climate forecast from ALADIN model are used to execute the model on a future period (2021-2050) with an thermal increase condition of around 1°C and a diminution of precipitation in Armorics (100 mm). Degree-day model predict an advance of growth phase over both site according to climate forcing.

**Keywords:** climate, phenology, Long Term Ecological Research Network, French Alps, Brittany, observation, remote sensing, validation, degree-day modelisation, deciduous tree.